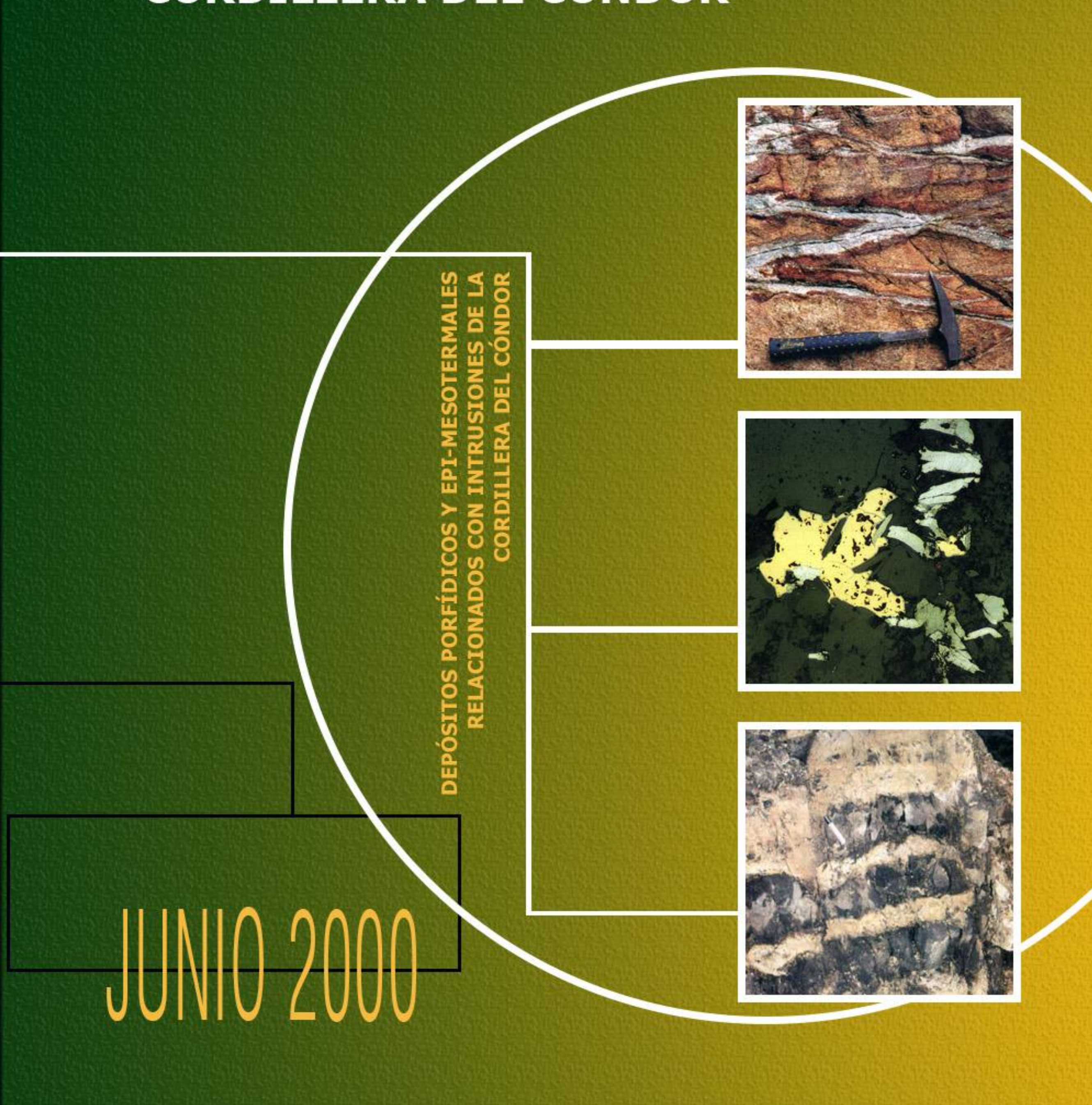
Evaluación de Distritos Mineros del Ecuador

DEPÓSITOS PORFÍDICOS Y EPI-MESOTERMALES RELACIONADOS CON INTRUSIONES DE LA CORDILLERA DEL CÓNDOR



Evaluación de Distritos Mineros del Ecuador

MINISTERIO DE ENERGÍA Y MINAS

Subsecretaria de Minas

Dirección Nacional de Geología

PROYECTO DE DESARROLLO MINERO Y CONTROL AMBIENTAL

DEPÓSITOS PORFÍDICOS Y EPI-MESOTERMALES RELACIONADOS CON INTRUSIONES DE LA CORDILLERA DEL CÓNDOR

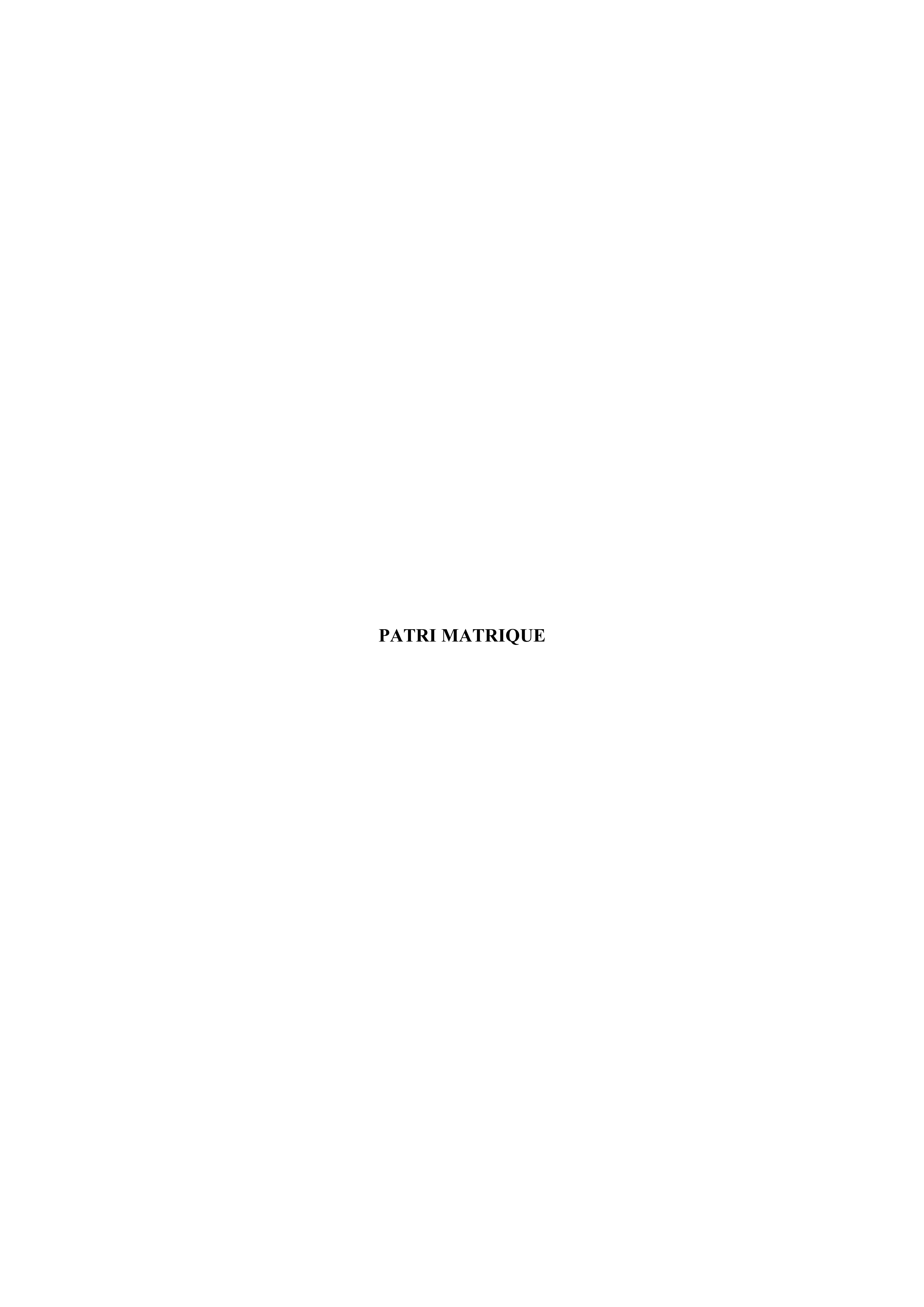
JUNIO 2000











PATRI MATRIQUE

EVALUACIÓN DE DISTRITOS MINEROS DEL ECUADOR. (Colección)

DEPÓSITOS PORFÍDICOS Y EPI-MESOTERMALES RELACIONADOS CON INTRUSIONES DE LA CORDILLERA DEL CÓNDOR. VOL. 5

PRODEMINCA, realiza esta publicación que reproduce el informe presentado por British Geological Survey (BGS), bajo el mismo nombre.

Quienes necesiten conocer información adicional pueden consultar la base de datos que mantiene la Dirección Nacional de Geología (DINAGE) en el Ministerio de Energía y Minas

1SBN-9978-41-372-3 (volumen)
ISBN-9978-41-370-7 (colección)

Publicado por:
*UCP PRODEMINCA Proyecto MEM BIRF **36-55** EC.*

Quito Junio del 2000
1ra. edición
Impreso en Ecuador.

Diseño de Portada y Diagramación Interior: Ajedrez Estudio Gráfico
Impresión: Noción

STALYN PAUCAR

EDICIÓN 2025

PRODEMINCA (2000) *Depósitos Porfídicos y Epi-mesotermales relacionados con Intrusiones de la Cordillera del Cóndor* (Stalyn Paucar, Ed., 2025), Volumen 5. Evaluación de Distritos Mineros del Ecuador. Quito-Ecuador.

0[0]

Evaluación de Distritos Mineros del Ecuador

Evaluación de Distritos Mineros del Ecuador

- POTENCIAL MINERO METÁLICO Y GUÍAS DE EXPLORACIÓN
- DEPÓSITOS EPITERMALES EN LA CORDILLERA ANDINA
- SULFUROS MASIVOS ALOJADOS EN VOLCANITAS
- DEPÓSITOS PORFÍDICOS Y EPI-MESOTERMALES RELACIONADOS CON INTRUSIONES DE LAS CORDILLERAS OCCIDENTAL Y REAL
- DEPÓSITOS PORFÍDICOS Y EPI-MESOTERMALES RELACIONADOS CON INTRUSIONES DE LA CORDILLERA DEL CÓNDOR

PÓRFIDOS Y SISTEMAS EPITERMALES

DISTRITO ZAMORA

GRUPOS DE PÓRFIDOS SAN JUAN BOSCO

CAMPO DE “SKARN” DE NAMBIJA

CAMPO MINERAL PACHICUTZA

MODELOS GENÉTICOS

CRITERIOS Y GUÍAS DE EXPLORACIÓN

El Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental (PRODEMINCA) es el principal esfuerzo del Gobierno Ecuatoriano para el sector, ejecutado desde 1995 por el Ministerio de Energía y Minas (MEM), a base del préstamo 3655 EC del Banco Mundial y con asistencia técnica de Gran Bretaña y Suecia. PRODEMINCA tiene por objetivo fundamental impulsar el crecimiento sostenido de la actividad e inversión minera en el Ecuador, a partir del empleo de tecnologías limpias que aseguren la protección del medio ambiente con modernos métodos de información geológica, un catastro minero completo y actualizado y el fortalecimiento institucional y normativo de esta actividad en el país

Para el efecto, ha trabajado en cinco componentes de fortalecimiento legal e institucional, logrando la emisión de los reglamentos Ambiental para actividad minera y de Seguridad e Higiene Minera, e importantes reformas en las Direcciones de Minería y de Geología (DINAMI y DINAGE), así como la creación de las Unidades Ambiental Minera y de Soporte a los Sistemas Informáticos (UAM y USSIM)

También ha trabajado en ocho componentes técnicos que incluyen monitoreo y remediación ambiental en las zonas de pequeña minería al sur de Ecuador, Programa de Información y Cartografía Geológica de la Cordillera Occidental que ha entregado nueva información geológica, geoquímica de 36 elementos y de geofísica sobre casi 40000 km^2 de los Andes ecuatorianos y sistemas de información computarizada que incluyen catastro minero y manejo de datos de proyectos anteriores, en forma gráfica y textual que pueden ser consultados a través de la página web y de las entidades mencionadas antes

La Evaluación de Distritos Mineros, que se presenta en esta edición, es un esfuerzo por caracterizar los principales tipos de depósitos minerales que se tiene en el Ecuador, con miras a contribuir a una mayor exploración de nuestros recursos. Considerando la gran biodiversidad del Ecuador, se incluyen capítulos ambientales y socioeconómicos tanto en el manual de exploración como en el Volumen 1, que sintetiza los otros cuatro volúmenes

Considerando que existe escasa bibliografía nacional en aspectos geológico-mineros, se ha publicado esta serie que esperamos contribuya a un mejor conocimiento de los recursos de nuestro país



ÍNDICE

RESUMEN EJECUTIVO iii
EXECUTIVE SUMMARY viii
INTRODUCCIÓN xiii

1. REVISIÓN DE PÓRFIDOS Y SISTEMAS EPI-MESOTERMALES 1
1.1 Depósitos de pórfido de cobre 1
1.1.1 Introducción 1
1.1.2 Clasificación descriptiva 2
1.1.3 Depósitos de pórfidos de cobre de los Andes e implicación de la tectónica de placas 7
1.2 Depósitos epi-mesotermales relacionados con intrusiones 10
1.2.1 Introducción 10
1.2.2 “Skarns”, depósitos de “skarn” y depósitos alojados en “skarn” 12
1.2.2.1 Definición 12
1.2.2.2 Consideraciones espacio-tiempo 13
1.2.3 Principales tipos de “skarn” presentes en el Ecuador 15
1.2.3.1 “Skarns” de oro reducidos cálcicos 18
1.2.3.2 “Skarns” de oro oxidados cálcicos 18
1.2.3.3 “Skarns” de oro magnesianos 19

2. DISTRITO MINERO DE ZAMORA 20
2.1 Introducción 20
2.2 Ambiente tectónico 20
2.3 Cratón guyanés 24
2.3.1 Litologías pre- a syn-batolíticas 24
2.3.2 Batolito de Zamora 25
2.3.3 Litologías post-batolíticas 26
2.3.4 Estructura 26
2.3.5 Mineralización metalífera 27
2.3.5.1 Mineralización tipo pórfido Cu-Mo 28
2.3.5.2 Mineralización tipo porfídica de Cu-Au ± Mo 28
2.3.5.3 Depósitos de skarn cupríferos 28
2.3.5.4 Depósitos epitermales de baja sulfuración alojados en skarn 28
2.3.5.5 Depósitos epi-mesotermales transicionales relacionados con skarn 28
2.3.5.6 Mineralización epitermal de baja sulfuración en vetas y brechas 28

3. GRUPO DE PÓRFIDOS SAN JUAN BOSCO 29
3.1 Introducción 29
3.2 Pórfido Cu-Mo de San Carlos 29
3.2.1 Trabajos realizados 29
3.2.2 Cronología 31
3.2.3 Geología 31
3.2.4 Alteración 35
3.2.5 Mineralización 36
3.2.5.1 Pórfido mineralizado tardío 38
3.2.6 Paragénesis 39
3.2.7 Efectos supergénicos 39
3.2.8 Resumen de los rasgos principales 40
3.2.9 Interpretación 43

4. CAMPO DE "SKARN" DE NAMBIJA 44
4.1 Introducción 44
4.2 Historia de la explotación 46
4.3 Geología del Cinturón de Nambija 49
4.3.1 Litoestratigrafía 49
4.3.2 Relaciones intrusivas 51
4.3.3 Características del "skarn" 51
4.3.4 Mineralogía del skarn 52
4.3.5 Mineralización 54
4.3.6 Alteración, sobreimpresión y paragénesis 56
4.3.7 El feldespato K: revisión de su papel 58
4.4 Sistema Porfídico El Tierrero 59
4.4.1 Introducción 59
4.4.2 Observaciones generales 60
4.4.3 Datación 62
4.4.4 Alteración 62
4.4.5 Paragénesis 62
4.4.6 Inclusiones fluidas 63
4.4.7 Discusión 63
4.5 Pórfido Cu-Mo de Cumay 64
4.5.1 Introducción 64
4.5.2 Geología local 65
4.5.3 Datación K-Ar 67
4.5.4 Principales fases intrusivas 67
4.5.5 Susceptibilidad magnética 68
4.5.6 Alteración y mineralización 69
4.5.7 Paragénesis del "stockwork" 71
4.5.8 Resumen 74
4.5.9 Exploración geoquímica y geofísica 75
4.5.10 Discusión y conclusiones 76
4.6 Campanillas 76
4.6.1 Introducción 76
4.6.2 Litoestratigrafía 78
4.6.3 Litologías 78
4.6.4 Relaciones intrusivas 79
4.6.5 Estructuras 79
4.6.6 Mineralización 81
4.6.7 Resumen 85
4.7 Nambija Sur 86
4.7.1 Introducción 86
4.7.2 Litoestratigrafía 86
4.8 Pórfido Cu-Au De Tumi (Cerro Colorado) 87
4.8.1 Introducción 87
4.8.2 Ambiente estructural 87
4.8.3 Características de la alteración 89
4.8.4 Observaciones en los pozos de perforación 91
4.8.5 Conclusiones 96

4.9 Depósitos de Sultana del Cóndor 98
4.9.1 Introducción 98
4.9.2 Ambiente de la mineralización 99
4.9.3 Estructura 99
4.9.4 Discusión 101
4.10 Deposito Guaysimi Alto 101
4.10.1 Introducción 101
4.10.2 Litologías 103
4.10.3 Relaciones intrusivas 103
4.10.4 Estructura 103
4.10.5 Discusión 105

5. CAMPO MINERAL PACHICUTZA 107
5.1 Introducción 107
5.2 Historia de la Exploración y Explotación 107
5.3 Estudios realizados durante el proyecto 109
5.4 Pórfidos de Cu ± Au El Hito y Santa Bárbara 109
5.4.1 Geología local 109
5.4.2 Prospecto de pórfido El Hito 113
5.4.3 Prospecto de pórfido Santa Bárbara 114
5.5 Campo Minero Chinapintza 114
5.5.1 Geología local 114
5.5.2 El pórfido de Chinapintza 115
5.5.3 Cronología 116
5.5.4 Vetas y vetas-brecha 116
5.5.4.1 Estructura y geometría 116
5.5.4.2 Características de la mineralización 117
5.5.4.3 Paragénesis 118
5.5.4.4 Alteración 118
5.5.4.5 Características geoquímicas 122
5.5.5 Chimeneas de brechas hidrotermales 124
5.5.6 Discusión y síntesis 128
5.5.7 Implicaciones para la exploración 129

6. MODELOS GENÉTICOS 131
6.1 Ambiente geotectónico 131
6.2 Sistemas porfídicos 131
6.3 Sistemas auríferos de baja sulfuración relacionados con intrusiones 135
6.3.1 Campa Minero Chinapintza 135
6.3.2 Cinturón de Nambija 135
6.3.2.1 Control estructural 136
6.3.2.2 Datos de edades K-Ar 140
6.3.2.3 Interpretación 140
6.3.2.4 Controles de mineralización 141
6.3.2.5 Controles litológicos y litoestratigráficos 141
6.3.2.6 Controles estructurales 141
6.3.2.7 Relaciones intrusivo 141

7. CRITERIOS Y GUÍAS DE EXPLORACIÓN 142
7.1 Estructura y características del terreno 142
7.1.1 Estructuras regionales y de distritos 142
7.1.2 Controles estructurales locales 144
7.1.3 Procesos post-mineralización 145
7.2 Patrones de alteración y mineralización 147
7.2.1 Zonado de alteración hidrotermal 147
7.2.2 Mineralización hipogénica y zonado 151
7.2.2.1 Depósitos porfídicos 151
7.2.2.2 Zonación mineral de exo-contacto en sistemas de "stockworks", vetas y brechas periféricos epi-mesotermales 153
7.3 Firmas geofísicas 153
7.4 Firmas geoquímicas 154
7.4.1 Geoquímica de sedimentos fluviales 154
7.4.2 Caracterización del oro 154
7.4.2.1 Estudios pilotos en el Sector Nambija Norte 154
7.4.2.2 Discusión y conclusiones 158
7.4.3 Lixiviación enzimática (Santa Bárbara) 158
7.4.3.1 Fundamentos 158
7.4.3.2 Muestreo y análisis 159
7.4.3.3 Resultados 159
7.4.3.4 Respuesta a la mineralización 161
7.4.3.5 Sumario y conclusiones 162
7.5 Integración y análisis de multi-bases de datos 166

AGRADECIMIENTOS 167

REFERENCIAS 168

FIGURAS

1.1	Modelos de los tres tipos de pórfidos de cobre	3
1.2	Modelo de sistemas hidrotermales de pórfidos de cobre con patrones de flujo de fluido convectivo y ortomagmático	6
1.3	Modelo mostrando cuatro estadios de mineralización-alteración de un sistema porfídico	8
1.4	Los cinturones de pórfido de cobre, tomando en cuenta su edad en los Andes, desde Perú septentrional hasta el Mar Caribe	11
1.5	Modelo mostrando tres estadios de desarrollo evolucionario de un sistema de depósito de skarn asociado con un plutón	14
2.1	Mapa geológico simplificado del Distrito Zamora	21
2.2	Leyenda estratigráfica generalizada de cada terreno litotectónico del Distrito Zamora	22
2.3	Mapa geológico del sector minero principal dentro del Distrito Zamora	23
3.1	Mapa geológico simplificada del pórfido Cu-Mo de San Carlos, grupo porfídico de San Juan Bosco	32
3.2	Secciones transversales de lo geología y la mineralización del pórfido de San Carlos, grupo porfídico de San Juan Bosco	33
3.3	Imágenes de la distribución de Cu y Mo en los suelos en el prospecto de pórfido de San Carlos	41
3.4	Evolución en cuatro estadías del sistema porfídico Cu-Mo de San Carlos, grupo porfídico de San Juan Bosco, sub-distrito Gualaquiza	42
4.1	Mapa geológico del cinturón de Nambija	45
4.2	Gráficos ternarios de las composiciones de granate y piroxeno de los skarns del Cinturón de Nambija	53
4.3	Mapa geológico con límites de mineralización/alteración del pórfido Cu-Mo del prospecto Cumay, Nambija del Norte	66
4.4	Sección de síntesis del sistema porfídico Cu-Mo de Cumay, Nambija Norte	77
4.5	Mapa del nivel 2 en la Mina Campanillas, Sector Norte del cinturón de Nambija	82
4.6	Mapa geológico del sector Tumi (Mina Real) y Sultana del Cóndor, Nambija Sur	84
4.7	Mapa de las zonas de alteración relacionadas con el pórfido Cu-Au de Tumi	88
4.8	Mapa estructural y de alteración a lo largo de los caminos - trincheras de pórfido Cu y Au. Sector Mina Real, Nambija Sur	90
4.9	Sección esquemática del sistema porfídico Cu - Au de Tumi	97
4.10	Mapa geológico de varias galerías del Sector Central de la mino Sultana del Cóndor	100
4.11	Mapa geológico de la mina Guaysimi Alto y prospectos vecinos de skarn aurífero en relación con el pórfido Cu - Mo de David	102

5.1 Mapa geológico del campo mineral Pachicutza 108
5.2 Mapa geológico del campo minero Chinapintza 110
5.3 Mapa del sistema de vetas y los trabajos mineros en los sectores de Chinapintza y Pangui Alto 111
5.4 Mata del sistema de vetas y veta-fallas transversales en el sector Pangui Alto 112
5.5 Sección de síntesis de vetas y veta-fallas transversales en el sector Pangui Alto 125
5.6 Chimenea de brecha hidrotermal de San José 1, Campo Minero Chinapintza 127

6.1 Sección de síntesis de las relaciones litológicas y los controles de la cornubianita y el skarn mineralizado en el campo minero de Nambija 137
6.2 Síntesis estructural del Cinturón de Nambija 139

7.1 Curva acumulativa S de los contenidos de plata en oro aluvial de la muestra PC4, Quebrada Cambana 157
7.2 Curva acumulativa S de los contenidos de plata en oro aluvial de la muestra PC3, Quebrada Cambana 157
7.3 Curva acumulativa S de los contenidos de plata en oro aluvial de la muestra PC2, Quebrada Cambana 157
7.4 Curva acumulativa S de los contenidos de plata en oro aluvial de la muestra PC1, Quebrada Cambana 157
7.5 Curva acumulativa S de los contenidos de plata en oro aluvial de la muestra ECP1, Quebrada Cambana 160
7.6 Curva acumulativa S de los contenidos de plata en oro aluvial de las muestras ECP2 y ECP3, Quebrada Cambana 160
7.7 Curva acumulativa S de los contenidos de plata en todas las muestras de oro aluvial recolectadas de la quebrada Cambana 160
7.8 Anomalías aproximadas de cobre en suelos definidos por TVX sobre el prospecto Santa Bárbara 161
7.9 Resultados extraíbles de Lixiviación Enzimática para Cu y I 163
7.10 Resultados extraíbles de Lixiviación Enzimática para Cu y I 163
7.11 Resultados extraíbles de Lixiviación Enzimática para Ni y Pb 164
7.12 Resultados extraíbles de Lixiviación Enzimática para Ni y Pb 164
7.13 Resultados extraíbles de Lixiviación Enzimática para Au 165
7.14 Resultados extraíbles de Lixiviación Enzimática para Au 165

TABLAS

1.1 Características de los tipos principales de pórfidos de cobre 4
1.2 Características de los depósitos de skarn cálcicos de oro de clase mundial 17

4.1 Exploración de diferentes compañías en Nambija 46
4.2 Susceptibilidad magnética en el pórfido de Cumay 68
4.3 Espectros de PIMA en un testigo de perforación del pórfido de Tumi 95

5.1 Estadios principales de la paragénesis 119

6.1 Perfiles descriptivos de los pórfidos de San Carlos, Tumi y El Hito 132
6.2 Perfiles de los depósitos de los campos mineros de Chinapintza y Nambija 133

7.1 Resumen de las características de los tipos de alteración en sistemas porfídicos 150
7.2 Características del oro dentro de la cuenca de Quebrada Cambana 156

FOTOS

3.1	Núcleos de sondeo SC-09, profundidades 247.0 m sup. y 2607 m inf., Pórfidos de San Carlos, Grupo de Pórfidos San Juan Bosco	30
3.2	Núcleos de sondeo SC-03, profundidad 292.9 m del pórfido de Cu-Mo de San Carlos, Grupo de Pórfidos San Juan Bosco	30
3.3	Núcleos de sondeo SC-05, profundidades 166.7 y 167.9m, del Pórfido de Cu-Mo de San Carlos, Grupo de Pórfidos San Juan Bosco	37
3.4	Microfotografía en luz reflejada de la muestra SC-31 del pórfido de Son Carlos	37
4.1	Vetillas de "stockwork" de cuarzo y pirita entrecruzadas con bordes conspicuas de silicificación dentro granodiorita meteorizada expuesto en la Quebrada Cumay	55
4.2	Núcleo de sondeo CU-30, profundidad 135.4m, pórfido de Cumay, Nambija Norte	55
4.3	Núcleos de sondeo CU-17, profundidades 182.56 m (sup). y 183.43 m (inf.), Pórfido de Cumay, Nambija Norte	57
4.4	Núcleos de sondeo CU-17, profundidades 51.7 m (sup.) y 52.6m (inf.), Pórfido de Cumay, Nambija Norte	57
4.5	Hilos de pirita del "stockwork" dentro del pórfido Tumi (Cerro Colorado), Mina Real, Nambija Sur	61
4.6	Microfotografía en luz reflejada de la muestra TM-48 de una vetilla en el pórfido de Tumi	61
4.7	Núcleos de sondeo PDH-02, profundidades 313.8 m y 314.3 m, Sector El Tierrero, Nambija	70
4.8	Núcleos de sondeo PDH-02, profundidad 241 m, Sector El Tierrero, Nambija	70
4.9	Secciones de núcleos de perforación con una mezcla heterogénea de corneanas metasomatizadas con feldespato-K y pórfido de cuarzo contaminado de El Tierrero	72
4.10	Intercalaciones de skarn y tobas argilizadas pálidas en Mina La Fortuna, cerca de San Carlos de la Minas, Nambija Norte	73
4.11	Contacto de techo de la unidad superior de skarn en el tajo abierto de Mina Guaysimi Alto, Nambija Su	80
4.12	Vetillas de cuarzo y feldespato K (rosado) portadores de oro, cortando el skarn en el tajo abierto de la Mina Guaysimi Alto, Nambija Sur	92
4.13	Microfotografía en luz reflejada de skarn granatífero con oro	92
4.14	Microfotografía en luz polarizada transmitida de un skarn piroxénico con oro	104
4.15	Microfotografía en luz polarizada transmitida de un skarn aurífero	104
5.1	Vista de los trabajos a cielo abierto en el sistema de vetas Peñaloza	118
5.2	Secciones de sondeo DD-1CH (profundidades 106 y 211 m) del pórfido de hornblenda y cuarzo de Chinapintza mostrando diferentes estilos de alteración	118
5.3	Corte de la parte de Veta Loayza (muestra 91B), Campo Minero Chinapintza	120
5.4	Microfotografía en luz reflejada de la muestra PTZ-26A de la Veta Macas 2	120
5.5	Microfotografía en luz reflejada de la muestra PTZ-31A de la Veta Chilena	121
5.6	Microfotografía en luz reflejada de la muestra PTZ-90 de la Veta Cariamanga	121
5.7	Microfotografía en luz reflejada de la muestra PTZ-64 de la Veta Robert Ruiz	123
5.8	Brecha hidrotermal aurífera de San José, Sector San José, Campo Minero Chinapintza	123

PREFACIO

Los esfuerzos por conocer mejor los recursos minerales del Ecuador deben difundirse de la mejor manera, incrementando la escasa bibliografía existente sobre aspectos geológicos y mineros. Por esta razón, se presentan los cinco volúmenes y el Manual de Exploración que sintetizan el estudio realizado por BGS y DINAGE, como parte del PRODEMINCA.

Los cinco tomos pueden ser leídos en forma secuencial, o por separado. Cada uno contiene información específica sobre diferentes tipos de yacimientos reconocidos en el Ecuador. Así, el volumen 2 se refiere a Depósitos epitermales de la Cordillera Occidental, el volumen 3 a Sulfuros masivos alojados en volcanitas, el volumen 4 trata sobre depósitos porfídicos y epi-mesotermales relacionados con intrusiones de la Cordillera Occidental y Real, el volumen 5 hace mención a los depósitos porfídicos y epi-mesotermales relacionados con intrusiones de la Cordillera del Cóndor, El volumen 1 es una evaluación de los distritos minerales del Ecuador, potencial de minerales metálicos y guías de exploración, y contiene un breve análisis socioeconómico, ambiental y legal relacionado con los depósitos estudiados.

Estos estudios constituyen un aporte al conocimiento minero del país. Cada uno de los campos minerales son descritos en detalle, cubriendo todos los aspectos que permiten estimar el potencial mineralógico del sector. De esta forma se describe en detalle el ambiente tectónico regional y local, las litologías dominantes, los rasgos estructurales y la mineralización metalífera. Cada capítulo se complementa con gráficos y fotografías.

Para ilustrar cada caso, los autores han seleccionado depósitos ubicados, en lo posible, en ambientes diferentes; así para exponer el caso de los yacimientos epitermales de alta sulfuración, se mencionan Quimsacocha y el Mozo. Para el mismo tipo de yacimiento, pero de baja sulfuración se cita como referentes los depósitos de Beroen y Gañarín. Los sulfuros masivos alojados en volcanitas tienen su expresión en los depósitos de La Plata y Guarumales y como prototipos de los depósitos porfídicos se acude a Gaby-Papa Grande, Chaucha, Junín y San Carlos. No podía faltar en la lista los yacimientos de Zaruma-Portovelo como ejemplos de un sistema de vetas epi-mesotermales relacionado con intrusiones, igual que los campos mineros de Bella Rica y San Gerardo. Como casos de yacimientos de skarn se alude a Nambija y como yacimientos de chimeneas de brechas mesotermales los depósitos confinados en la franja Gañarín.

Cada depósito es ubicado con base en los datos obtenidos en el Programa de Información y Cartografía Geológica (PICG) de la Cordillera Occidental y a la información aportada por empresas concesionarias. La información regional permite elaborar y presentar modelos que expliquen la génesis, la geometría del yacimiento y la química del sistema, tomando en cuenta la cinemática de los esfuerzos. La información local en detalle suele ratificar los modelos descritos con datos obtenidos de los núcleos de sondeos, resultados analíticos de laboratorio y levantamientos geológicos, geoquímicos y geofísicos a escala de exploración.

Toda esta información ha sido complementada por los autores, con los generados por el empleo de nuevos instrumentos y métodos de análisis como el PIMA (Analizador portátil de luz infrarroja de minerales), la hidrogeoquímica y los análisis de lixiviación por enzimas.

Uno de los aspectos interesantes del estudio se refiere a la identificación de los halos de alteración y su relación con los modelos metalogenéticos propuestos. De hecho, algunos programas de exploración para prospectos ubicados en las estribaciones de las Cordilleras Occidental y Real, deberían revisarse en función de las conclusiones expuestas.

Los resultados de la aplicación de los métodos mencionados están expuestos en Apéndices que no se encuentran integrados a los volúmenes, pero que se hallan a disposición de quienes deseen profundizar el tema, en las oficinas de la DINAGE y a través de la página web: www.mineriaecuador.com[1], donde también serán bienvenidos sus comentarios respecto a estas publicaciones.

Expreso el mayor agradecimiento al personal de BGS, DINAGE y a todos quienes trabajaron en este estudio, a las empresas y técnicos ecuatorianos que entregaron información, a mis compañeros que con gran paciencia leyeron una y otra vez los textos hasta lograr una mejor edición, que ahora ponemos a su consideración.

Antonio Bermeo

Coordinador General

PRODEMINCA

[1] Página web no disponible (Paucar, 2025)

RESUMEN EJECUTIVO

Este volumen describe investigaciones de depósitos de pórfidos y depósitos epimesotermales relacionados con intrusiones en el distrito de Zamora, llevado a cabo entre 1997 y 1999 bajo el proyecto de PRODEMINCA Subcomponente 3.5 - Evaluación de Distritos Mineros. La distribución de la conocida mineralización de pórfidos y depósitos epi-mesotermales y los resultados de estudios multidisciplinarios en las localidades seleccionadas son utilizados para establecer modelos descriptivos y genéticos para los dos tipos de depósitos. Basándose en las características de estos depósitos modelo se pueden reconocer grupos de datos espacialmente multivariantes y usarlos para identificar áreas prospectivas para depósitos porfídicos y mineralizaciones relacionadas con intrusiones.

La mineralización tipo pórfido y depósitos relacionados con intrusiones de varios tipos son conocidos en la Cordillera de El Cóndor en Ecuador. Las amplias ocurrencias de mineralización metalífera relacionada con intrusiones, la exploración enfocada a depósitos estilo pórfido y la mayor contribución realizada por los actuales centros de explotación de oro proveniente de vetas epi-mesotermales, sistemas de brechas y skarn, han provisto fundamentos para esta evaluación.

Las investigaciones en depósitos de pórfidos y sistemas epi-mesotermales fueron realizadas en tres distintas áreas del Distrito Minero Zamora, principalmente en el grupo de pórfidos San Juan Bosco en el campo minero de Pachicutza en los sectores Norte y Sur del subdistrito de Gualaquiza y en el campo minero de Nambija, o más específicamente, en el cinturón de Nambija en el subdistrito Cumbaratza.

Los siguientes depósitos en el Distrito de Zamora fueron estudiados en detalle:

-Pórfido de Cu-Mo San Carlos, grupo de pórfidos San Juan Bosco

-Pórfido de Cu-Mo ± Au Cumay, Nambija Norte

-Pórfido de Cu-Au ± Mo Tumi, Nambija Sur

- Skarns aurífero de Nambija, subyacido por el pórfido “stockwork” de El Tierrero Cu ± Mo

- Skarns auríferos de Campanillas y Cambana, Nambija Norte

- Skarns auríferos de Sultana del Cóndor y Guaysimi Alto, Nambija Sur

- Vetas epi-mesotermales y sistemas de brechas relacionadas con intrusiones de Chinapintza del campo minero Pachicutza.

Adicionalmente pequeños estudios comparativos fueron realizados en los skarns auríferos Katy y la Fortuna en Nambija Norte, El Hito y el pórfido de Santa Bárbara Cu-Au ± Mo en el campo minero Pachicutza, subdistrito de Gualaquiza.

Al menos tres épocas metalogénicas han sido identificadas en el distrito Zamora.

Evento del Jurásico Tardío (141-157 Ma): emplazamiento del tipo plutónico de pórfidos Cu-Mo el cual corresponde al emplazamiento de las últimas fases del batolito de Zamora. Están tipificadas por el grupo de pórfidos San Juan Bosco y posiblemente por El Hito (subdistrito de Gualaquiza). Están caracterizados por conjuntos calcoalcalinos potásicos: granodiorita-cuarzomonzodiorita-cuarzomonzonita. El emplazamiento del batolito de Zamora fue acompañado por un amplio desarrollo de exoskarns metamórficos cálcicos, mármoles, cornubianitas y cuarcitas en el Triásico Tardío, volcanosedimentos de la unidad Piuntza. Skarns cupríferos enriquecidos en hierro, localmente desarrollados en los techos colgantes de los volcánicos Misahuallí.

Evento del Cretáceo Medio (116-96 Ma): corresponde a una significativa fase extensional que llega después de la deposición de la Formación Hollín, tiempo durante el cual se cree se formó el graben de Nambija y tuvo lugar el volcanismo Chinapintza. El establecimiento del sistema de fallas con dirección N-S, NE-SW, y NW-SE y el control estructural del emplazamiento de stocks, diques, y "stockworks" de pórfidos con mineralización de Cu ± Au ± Mo (e.j. El Tierrero). Formación local de skarns de grandita mineralizados en el cinturón de Nambija en relación a las fallas, los contactos litológicos y las intrusiones de pórfidos. Mineralización de metales base zonados asociados con stocks porfídicos. Vetas epitermales de baja sulfuración Au-Ag, mineralización de brechas y "stockworks" en el campo minero de Pachicutza (Chinapintza).

Evento del Paleoceno al Eoceno Temprano (65-49 Ma): indicados por datación de feldespatos potásicos asociados con skarns con contenido de oro y vetillas de cuarzo. Estas dataciones corresponden aproximadamente con el volcanismo Sacapalca y los no metamorfizados y no deformados plutones en el Sur de la Cordillera Real. Ninguna intrusión de esta edad ha sido identificada en el distrito Zamora. Por lo tanto, es posible concluir que estos corresponden a un evento hidrotermal durante el cual el oro fue introducido dentro y/o removilizado con skarns.

El pórfido de San Carlos Cu-Mo ha sido ubicado en el Jurásico tardío y corresponde al tipo plutónico emplazado durante las últimas etapas de la evolución magmática del Batolito de Zamora de tipo I. El depósito está acompañado de un conjunto de fases intrusivas temprano-, syn-, tardío- y post-mineral, brechas, aparte de diques de guijarros que están ausentes. Una amplia alteración y una zonación hipogénica metálica aparentemente con una alteración dominantemente potásica Cu-Mo interna, y una zona exterior propilítica con significativos valores de Pb-Zn. La restricción general de sobreimpresión fílica sugiere que el sistema es dominantemente ortomagmático y/o ha sido erosionado a un nivel relativamente profundo.

Cumay es un sistema de pórfido tipo plutónico asociado con un pórfido cuarzomonzonítico similar al de San Carlos. Tres fases de pórfido de cuarzomonzonita identificadas en Cumay pueden ser correlacionadas de una manera general a fases temprana-tardía de mineralización con la principal etapa de introducción de metales asociada con un pórfido mineral. Se observa mineralización en "stockwork" y una alteración en la principal fase granodiorítica precursora del batolito de Zamora. La zonación de la alteración varía desde el interior potásica, a través de una zona dominantemente fílica, a una exterior propilítica y la mineralización de "stockwork" muestra un incremento general hacia afuera en la relación Fe:Cu de los sulfuros.

El pórfido de Tumi se ha interpretado como un sistema pórfido calco-alcalino de tipo volcánico, comprendiendo un tapón riodacítico intrusivo subvolcánico de grano fino recubriendo al interior volcánicos andesíticos y en cercana proximidad a un centro volcánico. Los volcánicos sobreyacentes contienen brechas piroclásticas, pseudobrechas alteradas y brechas hidrotermales mineralizadas. La posición del pórfido está localizada y controlada por intersecciones de zonas de fallas. El sistema se caracteriza por una zonación metálica pobremente definida, un núcleo pequeño de alteración potásica y un buen desarrollo del caparazón anular fílico-argílico. Existe una relación espacial y posiblemente genética con los depósitos periféricos de skarn aurífero.

Los depósitos de skarn aurífero en el cinturón de Nambija están alojados principalmente en la División Piuntza-media, la cual es dominada por volcánicos fragmentados de composición intermedia. El desarrollo de los skarns ha tomado lugar dentro de las intercalaciones de sedimentos volcánicos enriquecidos en cal. El contenido de cal parece estar fundamentalmente relacionado con el desarrollo de la skarnificación y con la subsecuente deposición de oro. El amplio desarrollo inicial de skarns metamórficos está asociado con el emplazamiento del batolito de Zamora. Los skarns minerales presentan reemplazamientos paralelos a la estratificación y sobreimprimen los skarns metamórficos adyacentes a las fallas e intrusiones menores hipoabisales/stocks de pórfidos de cobre de edad Jurásica a Cretácica. Variaciones en el estilo y extensión (lateral y vertical) de los skarn minerales estratoligados o estilo manto, desarrollados entre depósitos se debe a cambios en facies y composición de los protolitos volcanosedimentarios. El campo minero de Nambija se encuentra óptimamente localizado, allí donde el espesor es la mayor de las litologías alojadas con el mayor contenido de cal. Los skarns de Nambija son exoskarns cálcicos oxidados, generalmente con bajos porcentajes de piroxeno granate grandita. Los clinopiroxenos y los productos de su alteración son relativamente ricos en Mn. Ellos tienen localmente magnetita y la pirita es el sulfuro dominante. El skarn que aloja mineralización de oro está caracterizado por los muy bajos contenidos de plata y localmente está acompañado por teluros de Bi.

El oro se introdujo en las unidades estratificadas, a lo largo de las fallas extensionales muy inclinadas a verticales. Esto tomó lugar bajo condiciones epitermales y fue acompañado por una propilitización retrogresiva de la asociación de skarn. Las ocurrencias de skarn aurífero primariamente yacen a lo largo de estructuras NE y ENE, a menor grado en estructuras N-S, a las intercepciones de estas estructuras y con aquellas de dirección NW. Estructuras con dirección NE y ENE tienden a ser dilatadas y por lo tanto son sitios particularmente favorables para la mineralización, con los cuerpos minerales localizados en las inflexiones o en juegos de fallas/fracturas *en echelon* y en los dúplexes extensionales.

Se ha examinado los "stockworks" de pórfidos subyacidos en el sector El Tierrero de Nambija, donde edades del Cretácico medio fueron obtenidas en sericita. La mineralización en "stockwork" es baja en sulfuros, localmente contienen significantes cantidades de magnetita y rodonita y está dominada por una alteración potásica, Composiciones de inclusiones fluidas no son típicas para pórfidos de cobre. Las relaciones altas de fO_2/fS_2 son sin embargo consistentes con los sistemas de pórfidos de cobre ricos en oro. Se presenta un efecto telescópico significativo.

En el campo minero Pachicutza los "stockworks" de pórfidos de El Hito y Santa Bárbara Cu ± Au están asociados con micropórfidos dacíticos con plagioclasa e intrusiones porfídicas de cuarzo emplazadas dentro del batolito Zamora. Los pórfidos de Santa Bárbara techan en los volcánicos Misahuallí. El pórfido El Hito exhibe una alteración bien definida y una zonación de mineralización con el interior fílico-argílico y la zona interior de cobre con valores anómalos de Zn y Au y al exterior un halo de propilitización pirítica. Es evidente la mínima cantidad de entechados.

La mineralización epitermal de baja sulfuración de Au-Ag en el campo minero de Chinapintza yace en el complejo subvolcánico-volcánico silícico a intermedio calcoalcalino subaereal de edad Cretáceo Inferior. El batolito de Zamora de edad Jurásica forma el basamento de este complejo. Mineralización de Au-Ag-Pb-Zn-Mn ocurre en todas partes del complejo, pero se encuentra mejor desarrollada en los pórfidos dacíticos-andesíticos de Chinapintza y Biche. La mineralización está más espaciada en los volcánicos. Fallas y vetas tensionales bien definidas a 300 metros de profundidad bajo superficie pasan hacia arriba zonas de ramales anastomosados, brechas y "stockworks", los cuales se ensanchan en forma de cuñas y acarrean grados de bonanzas. Diques riolíticos/riodacíticos y vetas mineralizadas han sido emplazadas a lo largo de las mismas estructuras y son genéticamente asociadas. Las principales zonas de fallas, vetas y diques, están fuertemente inclinadas hacia el Sudoeste, mientras que los sistemas de vetas biselares más pequeños de altos ni veles se inclinan hacia el Noreste. Dúplexes extensionales (empujes de dilatación) están comúnmente ligadas o son paralelas (subparalelas) a los sistemas principales de vetas. Brechas de chimeneas hidrotermales auríferas están asociadas con zonas de fallas intruidas con riolitas ej. Reina del Cisne, y los sectores marginales de las diatremas ej. San José. El campo minero exhibe localmente una penetrativa intensa alteración fílica-argílica la que pasa hacia afuera a una débil propilitización. Las relaciones con los intrusivos, los controles estructurales, los contrastes de permeabilidad y la profundidad de erosión son los principales factores a ser considerados en cualquier modelo de exploración de este sistema.

Dado que por definición los depósitos descritos en este volumen están espacial y genéticamente relacionados con intrusiones, el factor más importante en su localización es el estructural. La revisión del marco tectónico/estructural regional y la localización de la mineralización porfídica relacionada con intrusiones, indica que la mayoría de los depósitos tienen una cercana relación espacial con las fallas a escala regional y distrital N-S. Los cuerpos minerales, sin embargo, raramente yacen dentro de estas líneas de fallas, sino que están mayormente alojadas en fallas transversas y oblicuas de orden más alto, de rumbos NE a ENE y NNW a WNW. con localización específica asociada generalmente con interceptos. La mayoría de la historia post-Jurásica en el distrito Zamora se encuentra bajo el régimen de esfuerzo transpresivo dextral donde fallas de segundo orden con dirección NE a ENE podrían ser fundamentalmente dilatacionales. Este estudio recalca la importancia de un evento extensional del Cretácico Medio, tiempo durante el cual, la cinemática fue diferente y para muchas orientaciones de las fallas fue reversa. Precisamente durante este período se efectúo la mayor introducción de la mineralización epitermal relacionada con intrusiones. El distrito Zamora yace dentro del dominio de la deflexión de Huancabamba y se reconoce que los campos de esfuerzos pueden haber sido más complicados durante varias etapas de su evolución. Se concluye que varios pulsos de magmatismo y mineralización hidrotermal asociado se encuentran generalmente asociados con períodos de cambios en el régimen de esfuerzo y especialmente al inicio de los episodios extensionales seguidos de eventos compresionales.

La identificación de ambientes con estructuras favorables puede facilitarse con el uso de imágenes de satélites, particularmente RADARSAT, en combinación con fotos aéreas de alta resolución para fallas de escala distrital. Datos aeromagnéticos pueden ayudar en la identificación de discontinuidades significativas especialmente de fallas cubiertas por un manto grueso de volcanosedimentos.

El instrumento PIMA ha demostrado ser una importante herramienta para la identificación de las asociaciones de alteración en sistemas de pórfidos y especialmente para la identificación de cambios mineralógicos sutiles pero significativos y la discriminación de los efectos de la alteración supergénica de la hipogénica.

Los estudios han demostrado que la identificación del oro aluvial basada en los contenidos de metales en aleaciones y diferentes tipos de inclusiones minerales pueden ser usados para distinguir diferentes ambientes de mineralización y tipos de depósitos. En un área donde se encuentra oro aluvial en la mayoría de los drenajes, es apropiado considerar que estudios de caracterización de oro podrían proporcionar una efectiva herramienta para la identificación del rango y distribución de las fuentes de roca, en una etapa temprana de cualquier programa de exploración.

A nivel prospectivo la extracción parcial por lixiviación enzimática ha demostrado ser efectiva, así como la geoquímica convencional de suelos, la cual puede tener aplicabilidad en depósitos de pórfidos profundamente enterradas.

Los criterios claves de exploración derivados de los modelos empíricos y genéticos desarrollados en estos estudios, facilitan el reconocimiento de objetivos prospectivos en estos distritos basados en la integración geológica, estructural, geoquímica, mineralógica, isotópica e información de ocurrencias minerales. Resultados de estos estudios indican que hay algunas áreas altamente prospectivas para la búsqueda de depósitos grandes de pórfidos de oro y polimetálicos.

EXECUTIVE SUMMARY

This volume describes investigations of porphyry deposits and intrusion-related epi-mesothermal deposits in the Zamora district carried out between 1997-1999 under the PRODEMINCA Project, Subcomponent 3.5 - Assessment of Ore Districts. The distribution of known porphyry and epi-mesothermal mineralization and the results of multi-disciplinary studies at selected localities are used to establish descriptive and genetic models for both deposit types. On the basis of these models' deposit signatures can be recognised in multi-variate spatial datasets and used to identify areas prospective for porphyry deposits and intrusion-related mineralization.

Porphyry-type mineralization and intrusion-related deposits of various types are known to occur within the Cordillera del Cóndor of Ecuador. The widespread occurrence of intrusion-related metalliferous mineralization, the exploration focusses on porphyry-style deposits and the major contribution made to current gold production from exploitation of epi-mesothermal vein, breccia and skarn-hosted systems provides the rationale for their assessment.

Investigations of porphyry deposits and related epi-mesothermal systems were focussed in three distinct areas of the Zamora Ore District, namely the San Juan Bosco porphyry cluster and the Pachicutza orefield in the northern and southern parts of the Gualaquiza subdistrict respectively, and the Nambija orefield, or more specifically the Nambija belt, within the Cumbaratza subdistrict,

The following porphyry deposits and related epi-mesotherrnal systems of the Zamora District were studied in some detail:

- San Carlos Cu-Mo porphyry, San Juan Bosco porphyry cluster
- Cumay Cu-Mo ± Au porphyry, Nambija Norte
- Tumi (Cerro Colorado) Cu-Au ± Mo porphyry, Nambija Sur
- Nambija gold-bearing skarns and underlying El Tierrero Cu ± Mo porphyry stockwork
- Campanillas and Cambana gold-bearing skarns, Nambija Norte
- Sultana del Cóndor and Guaysimi Alto gold-bearing skarns, Nambija Sur
- Chinapintza intrusion-related epithermal vein and breccia systems, Pachicutza orefield

In addition, short comparative studies were made. of the Katy and La Fortuna gold-bearing skarns of Nambija Norte and the El Hito and Santa Bárbara Cu ± Au ± Mo porphyries within the Pachicutza orefield, Gualaquiza subdistrict.

At least three metallogenic epochs have been identified within the Zamora District.

Late Jurassic event (141-157 Ma): emplacement of plutonic-type Cu-Mo porphyries, which correspond with the last phases of the Zamora batholith, were emplaced. These are typified by the San Juan Bosco porphyry cluster and possibly El Hito (Gualaquiza subdistrict). These are characterised by potassic calc-alkaline suites: granodiorite-quartz monzodiorite-quartz monzonite. Emplacement of the Zamora batholith was accompanied by the widespread development of metamorphic calcic exoskarns, marbles, hornfelses and quartzites within the Late Triassic volcanosedimentary Piuntza Unit. Iron-rich cupriferous skarns locally developed in the Misahuallí volcanic roof pendants.

Mid-Cretaceous event (116-96 Ma): corresponds to a significant extensional phase following the deposition of the Hollin Formation during which time the Nambija graben is thought to have formed and the Chinapintza volcanism took place. Establishment of the N-S, NE-SW and NW-SE trending fault systems and structurally controlled emplacement of stocks, dykes and porphyry stockworks with Cu ± Au ± Mo mineralization (e.g; El Tierrero). Local formation of grandite ore skarns within the Nambija belt in relation to the faults, lithological contacts and the porphyry intrusions. Zoned base metal mineralization associated with porphyry stocks. Low sulphidation epithermal Au-Ag vein, breccia and stockwork mineralization in the Pachicutza orefield (Chinapintza).

Palaeocene to early Eocene event (65-49 Ma): indicated from dating the K-feldspars associated with the skarn-hosted gold-bearing quartz veinlets. These dates approximate to the ages of the Sacapalca volcanism and the unmetamorphosed and undeformed plutons in the south of the Cordillera Real. No intrusions of this age have been identified in the Zamora district. It is therefore concluded that this corresponds to a hydrothermal event during which the gold was introduced into and/or remobilised within the skarns.

San Carlos Cu-Mo porphyry is a Late Jurassic ‘plutonic type’ porphyry system emplaced during the last stages of the magmatic evolution of the I-type Zamora Batholith. The porphyry deposit encompasses a nested suite of early-, syn-, late- and post-mineral intrusive phases; breccias, apart from a few pebble dykes, are absent. A broad alteration and hypogene metal zonation is apparent with a dominantly potassic-altered Cu-Mo core and an outer propylitic zone with significant Pb-Zn values. The generally restricted phyllic overprint suggests that the system was dominantly orthomagmatic and/or has been eroded to a relatively deep level.

Cumay is a ‘plutonic-type’ porphyry system associated with a quartz monzodiorite porphyry suite, similar to San Carlos, although the timing of emplacement is less well constrained. Three phases of quartz monzonite porphyry identified at Cumay can be correlated in a general way to the early to late-mineral quartz monzonite-monzodiorite phases of San Carlos with the main stage of metal introduction associated with an early-mineral crowded porphyry. Stockwork mineralization and attendant alteration are superimposed on the main phase granodiorite precursor of the Zamora Batholith. Alteration zoning grades from a potassic core through a dominantly phyllic zone to an outer propylitic envelope and the stockwork mineralization shows a general outward increase in sulphide-hosted Fe:Cu ratios.

The Tumi Cu-Au porphyry is interpreted as a calc-alkaline ‘volcanic-type’ porphyry system comprising a fine grained subvolcanic intrusive rhyodacitic plug roofed within andesitic volcanics and in close proximity to a volcanic centre. The overlying volcanics contain pyroclastic breccias, alteration pseudo-breccias and mineralized hydrothermal breccias. Porphyry emplacement is localised and controlled by intersecting fault zones. The system is characterised by poorly defined metal zoning, a small potassic core and a well-developed phyllic-argillic annular shell. There is a spatial and possible genetic relationship with peripheral gold-bearing skarn deposits.

The gold-bearing skarn deposits within the Nambija belt are mainly hosted within the mid-Piuntza Division which is dominated by fragmental volcanics of intermediate composition. Skarn development has taken place within the lime-rich intercalated volcaniclastic sediments. The lime content appears to be fundamentally related to the development of skarnification and subsequent deposition of gold. Initial widespread metamorphic skarn development was associated with the emplacement of the Zamora batholith. The ore skarns are bedding-parallel replacements which overprint the metamorphic skarn adjacent to faults and minor hypabyssal intrusions/porphyry copper stocks of Jurassic to Cretaceous age. Variations in the style and extent (lateral and vertical) of stratabound or manto-style ore skarn development between deposits is due to facies and compositional changes in the volcanosedimentary protolith. The Nambija mine camp is optimally sited where thickness of the host lithologies with a high lime content is greatest Nambija skarns are oxidised calcic exoskarns, generally with low pyroxene:grandite garnet ratios. The clinopyroxene and its alteration products are relatively rich in Mn. They are locally magnetite-bearing and pyrite is the dominant sulphide. The skarn-hosted gold mineralization is characteristically very low in silver and is locally accompanied by Bi tellurides.

The gold was introduced into the skarnified units along steeply-dipping to vertical extensional faults. This took place under epithermal conditions and was accompanied retrogressive propylitisation of the skarn assemblage. The gold skarn occurrences primarily lie along NE and ENE structures, to a lesser extent N-S structures, at the intercepts of these structures and with NW-trending structures. NE and ENE-trending structures tend to be dilational and hence are particularly favourable sites for mineralization with orebodies localised at inflexions, in *en echelon* fault/fracture arrays and within extensional duplexes.

The role of the underlying porphyry stockworks in the El Tierrero sector of Nambija where mid-Cretaceous ages were obtained on sericites is examined. The stockwork mineralization is low in sulphides, locally carries significant amounts of magnetite and rhodonite and is dominated by potassic alteration. Fluid inclusion compositions are not typical of classic porphyry copper deposits. The high fO_2/fS_2, ratios are, however, consistent with gold-rich porphyry copper systems. A significant amount of telescoping is invoked.

In the Pachicutza orefield the El Hito and Santa Barbara Cu ± Au porphyry stockworks are associated with dacitic plagioclase microporphyry and quartz porphyry intrusions emplaced within the Zamora batholith. The Santa Barbara porphyry roofs in the Misahuallí volcanics. The El Hito porphyry exhibits well defined alteration-mineralization zoning with an inner phyllic-argillic copper core zone with anomalous Zn and Au and an outer halo of pyritic propylitisation. The evidence indicates a minimal amount of unroofing.

Low sulphidation epithermal Au-Ag mineralization in the Chinapintza mine camp lies within a subaerial silicic to intermediate calc-alkaline volcanic-subvolcanic complex of Lower Cretaceous age. The Jurassic-age Zamora batholith forms the basement to this complex. Au-Ag-Pb-Zn-Mn mineralization occurs throughout the complex but is best developed in the Chinapintza and Biche dacite-andesite porphyries. The mineralization is more dispersed in the volcanics. Well-defined fault- and tensional-veins at 300 metres depth below surface flare upward into wedge-shaped multiple anastomosing stringer zones, breccias and stockworks which locally carry bonanza grades. Rhyolitic/rhyodacitic dykes and mineralized veins have been emplaced along the same structures and are genetically associated. The principal fault zones, veins and dykes dip steeply southwestward whereas the smaller high level splay vein systems mostly dip northeastward. Extensional duplexes (dilational jogs) commonly link parallel (or subparallel) major vein systems. Gold-bearing hydrothermal breccia pipes are associated with rhyolite-intruded fault zones e.g. Reina del Cisne, and the marginal parts of diatremes e.g. San José. The mine camp exhibits pervasive and locally intense phyllic-argillic alteration which grades outward into weak propylitisation. The intrusive relationships, structural controls, permeability contrasts and depth of erosion are the prime factors to be considered in any exploration model of this system.

Given that by definition the deposits described in this volume are spatially and genetically related to intrusions, the single most important control on their localisation is the structure. Review of the regional tectonic/structural framework and localisation of the porphyry and intrusion-related mineralization indicates that most deposits have a close spatial relationship with regional and district-scale NS-faults. The orebodies, however rarely lie on these fault lines but are mostly hosted by NE to ENE- and NNW to WNW-trending, higher-order, transverse and oblique faults with specific localisation generally associated with intercepts. For much of the post-Jurassic history the Zamora district has been under a dextral transpressive stress regime whereby second order NE to ENE-trending faults would be fundamentally dilational. This study highlights the importance of a mid-Cretaceous extensional event during which time the kinematics were different and for many fault orientations were reversed. It was precisely during this period that most of the intrusion-related epithermal mineralization was introduced. The Zamora District lies within the domain of the Huancabamba Deflection and it is acknowledged that the stress fields may have been more complicated at various stages of its evolution. It is concluded that the various pulses of magmatism and associated hydrothermal mineralization are generally associated with periods of change in the stress regime and especially at the commencement of extensional episodes following compressional events.

Identification of favourable structural settings can be facilitated with the use of satellite imagery, particularly RADARSAT, for district-scale faults in combination with high resolution aerial photography for the local-scale structures. Aeromagnetic imagery should assist in the identification of significant discontinuities especially basement faults concealed by thin volcano-sedimentary cover.

The PIMA instrument has proved to be a valuable tool for the elucidation of alteration assemblages in porphyry systems and especially for identification of subtle but significant mineralogical changes and discriminating supergene from hypogene alteration effects.

The studies have shown that the alluvial gold fingerprint based upon the alloyed metal content and mineral inclusion types can be used to distinguish different mineralization environments and deposit types. In an area where alluvial gold is found in most of the drainage, it is considered that gold characterisation studies would be an effective tool for identifying the range and distribution of hard rock sources at an early stage in any exploration programme.

At the prospect scale enzyme leach partial extraction has been shown to be as effective as conventional soil geochemistry and may have applicability over deeply concealed porphyry deposits.

Key exploration criteria derived from the empirical and genetic models developed in this study facilitate recognition of prospective targets within these districts based on the integration of geological, structural, geochemical, mineralogical, isotopic and mineral occurrence information. Results of this study indicate that several areas are highly prospective for hosting large porphyry gold and polymetallic deposits.

INTRODUCCIÓN

Este volumen describe las investigaciones de depósitos porfídicos y las mineralizaciones epi-mesotermales relacionadas con intrusiones llevadas a cabo entre octubre de 1997 y octubre de 1999 bajo el proyecto PRODEMINCA, Subcomponente 3.5-Evaluación de Distritos Mineros. Este volumen se centró particularmente en los sistemas de pórfidos y relacionados del Distrito Zamora, dentro de la Cordillera del Cóndor.

Se ha revisado la evolución geotectónica del Ecuador, la distribución y características de los pórfidos de Cu ± Mo ± Au y de las mineralizaciones epi-mesotermales hospedadas en skarn y relacionadas con intrusiones, con referencia especial a la Cordillera del Cóndor. A continuación, se realiza una descripción de las investigaciones multidisciplinarias llevadas a cabo en depósitos seleccionados del Distrito Zamora. El trabajo realizado incluye estudios de campo y de laboratorio. usando un amplio rango de métodos geológicos, mineralógicos, geoquímicos, isotópicos y de sensores remotos, para el estudio de los controles de situación de las mineralizaciones y alteraciones hidrotermales asociadas. Los detalles completos de los métodos usados se facilitan en el Volumen 1.

Los modelos descriptivos y genéticos han sido establecidos para depósitos conocidos y han sido usados como base para determinar los criterios y claves de exploración para la identificación de áreas favorables a la existencia de mineralizaciones porfídicas y epi-mesotermales relacionadas con intrusiones en Ecuador. Se han identificado nuevos blancos de exploración sobre esta base, con la asistencia de las técnicas de visualización para la integración de poblaciones de datos múltiples GIS.

El mapa geológico del Proyecto Cordillera Real (hoja sur), escala 1:500000, complementado con la información suministrada por las compañías mineras y la interpretación de sensores remotos constituyen la base para este análisis.

Este trabajo ha sido realizado con la asistencia de varios consultores nacionales e internacionales, técnicos de CODIGEM (hoy DINAGE) y otro personal especializado del BGS. Este trabajo no habría sido posible sin la colaboración y asistencia de las compañías mineras y de exploración que permitieron los accesos a sus propiedades, los núcleos de las perforaciones y los datos de exploración. La relación de compañías y los detalles se encuentran reflejados en los agradecimientos.

1

REVISIÓN DE PÓRFIDOS Y SISTEMAS EPI-MESOTERMALES

1.1 Depósitos de pórfido de cobre

1.1.1 Introducción

Los depósitos de pórfido de cobre son depósitos minerales grandes que contienen el Cu ampliamente disperso y de bajo grado y asociados con rocas intrusivas intermedias a félsicas, comúnmente porfídicas. Lowell (1974) sugirió que estos depósitos deberían tener al menos 20 millones de toneladas con un mínimo de 0.1 % de cobre para ser llamados un pórfido de cobre. Precisamente son los grandes tonelajes y la minería de bajo costo lo que los convierte en atractivos objetivos para las compañías mineras. Los depósitos gigantes típicos de pórfido de cobre (Bingham Canyon, USA; Chuquicamata, Chile) tienen reservas de 1.5-3 mil millones de toneladas con 0.8-2.0% de Cu que pueden producir eventualmente 30 millones de toneladas de cobre metal.

En el Volumen 4 se detallan varias contribuciones y propuestas de modelos para el conocimiento de la génesis de los sistemas de pórfido de Cu.

Las contribuciones más recientes son los modelos descriptivos de Cox (1986a; 1986b); Cox & Singer (1986); Pantaleyev (1995). Los perfiles de los depósitos minerales de pórfido se pueden obtener en la página web: http//www.em.gov.bc.ca/geology/Economic%20geology/Metall. La ley y tonelaje de los depósitos de pórfido de cobre de la Columbia Británica, Canadá y Alaska, USA pueden ser consultados en la página web: http://greenwood.cr.usgs.gov/pub/open-file-reports/ofr-93.

Según McMillan & Pantaleyev (1988) las características geológicas generales del depósito de pórfido de cobre son las siguientes:

• Están espacial y genéticamente relacionados con intrusiones ígneas.

• Las intrusiones son félsicas generalmente, pero con un amplio rango composicional.

• Las intrusiones son epizonales e invariablemente porfídicas

• Se caracterizan por eventos intrusivos múltiples, enjambres de diques, brechas intrusivas y diques de cantos; el encajante de estas intrusiones puede ser cualquier tipo de roca, desde equivalentes extrusivos comagmáticos a rocas de caja no relacionadas.

• Las intrusiones y las rocas de caja envolventes están intensamente fracturadas.

• La mineralización y la alteración forman amplias zonas con cambios laterales.

• La alteración supergénica puede producir zonado vertical con formación de sombreros de lixiviación y zonas de enriquecimiento secundario que pueden ser críticas para la economía de la explotación.

1.1.2 Clasificación descriptiva

Los pórfidos de cobre son divididos normalmente de acuerdo con:

(i) Sus principales productos que son Cu, Cu + Mo o Cu + Au.

(ii) Su situación tectónica que es isla volcánica oceánica o arco magmático de margen continental.

(iii) La serie composicional magmática en la que están alojados que puede ser alcalina (gabro o sienita) o calco-alcalina (diorita a cuarzomonzonita).

(iv) Su morfología que ha sido descrita como clásicos, volcánicos y plutónicos.

La mayoría de estos rasgos comparten una génesis común y se puede hacer una división entre:

Sistemas de pórfido de arco de islas que están típicamente asociados con las series magmáticas alcalinas, caracterizados por una asociación de Cu-Au con Mo despreciable y son principalmente del tipo volcánico.

Sistemas de pórfido de margen continental, que, en contraste, están generalmente asociados con miembros más diferenciados de las series magmáticas calco-alcalinas, caracterizados por Cu-Mo, mientras que el oro es menor o despreciable y tienden a formarse a niveles más profundos (hipoabisales a plutónicos). También hay diferencias significativas en la geometría del cuerpo mineral, razones iniciales de Sr, tipos de alteración, contenidos en sulfuros, razones Fe:Cu, etc. Sin embargo, la posible variación interna dentro de estos dos grupos principales y la acreción e incorporación tectónica de asociaciones de arco de islas en los collages de margen continental puede difuminar muchos de estos rasgos diagnósticos característicos. Donde los terrenos de arco de islas oceánico han sido acrecionados a márgenes continentales activos, como es el caso de Ecuador, pueden formarse sistemas de pórfido de Cu-Au del tipo arco de islas. Además, los pórfidos de cobre de margen continental emplazados en un ambiente geotectónico complejo que incluye corteza oceánica pueden tomar algunas de las características de los sistemas de pórfido de arco de islas.

Los depósitos de cobre de arco de islas oceánico, conocidos también como depósitos de pórfido de Cu-Au alcalinos (Pantaleyev, 1995) o pórfidos de cobre dioríticos han sido descritos por Barr et al. (1976), Lang et al. (1993) y Mutschler & Mooney (1995). Estos depósitos tienen los rasgos morfológicos típicos de los tipos volcánicos (ver Tabla 1.1), por ejemplo, pequeños cuerpos intrusivos de alto nivel complejos de diques emplazados contemporáneamente con pilas volcánicas cogenéticas, asociación frecuente con brechas hidrotermales o de explosión, etc. Están caracterizados por vetillas de sulfuros y magnetita hidrotermal y "stockworks"; y ausencia de vetas de cuarzo. La mineralogía de la roca de caja y de la ganga, comúnmente contiene minerales calco-silicatados de alta temperatura y hay una asociación cercana con los skarn de cobre y con los mantos, reemplazamientos y brechas de metales básicos y preciosos. La alteración comprende comúnmente una zona temprana central potásica con feldespato-K y abundante biotita secundaria que pasa hacia fuera a zonas marginales extensas propilíticas. Esta asociación de alteración antigua puede estar sobreimpresa por alteración fílica y, menos frecuentemente, por fílica-argílica. La zonación metálica es obvia y en las partes centrales de las zonas mineralizadas parece tener mayores razones Au/Cu que en los márgenes. La lixiviación y el enriquecimiento supergénico están generalmente ausentes o pobremente desarrollados.

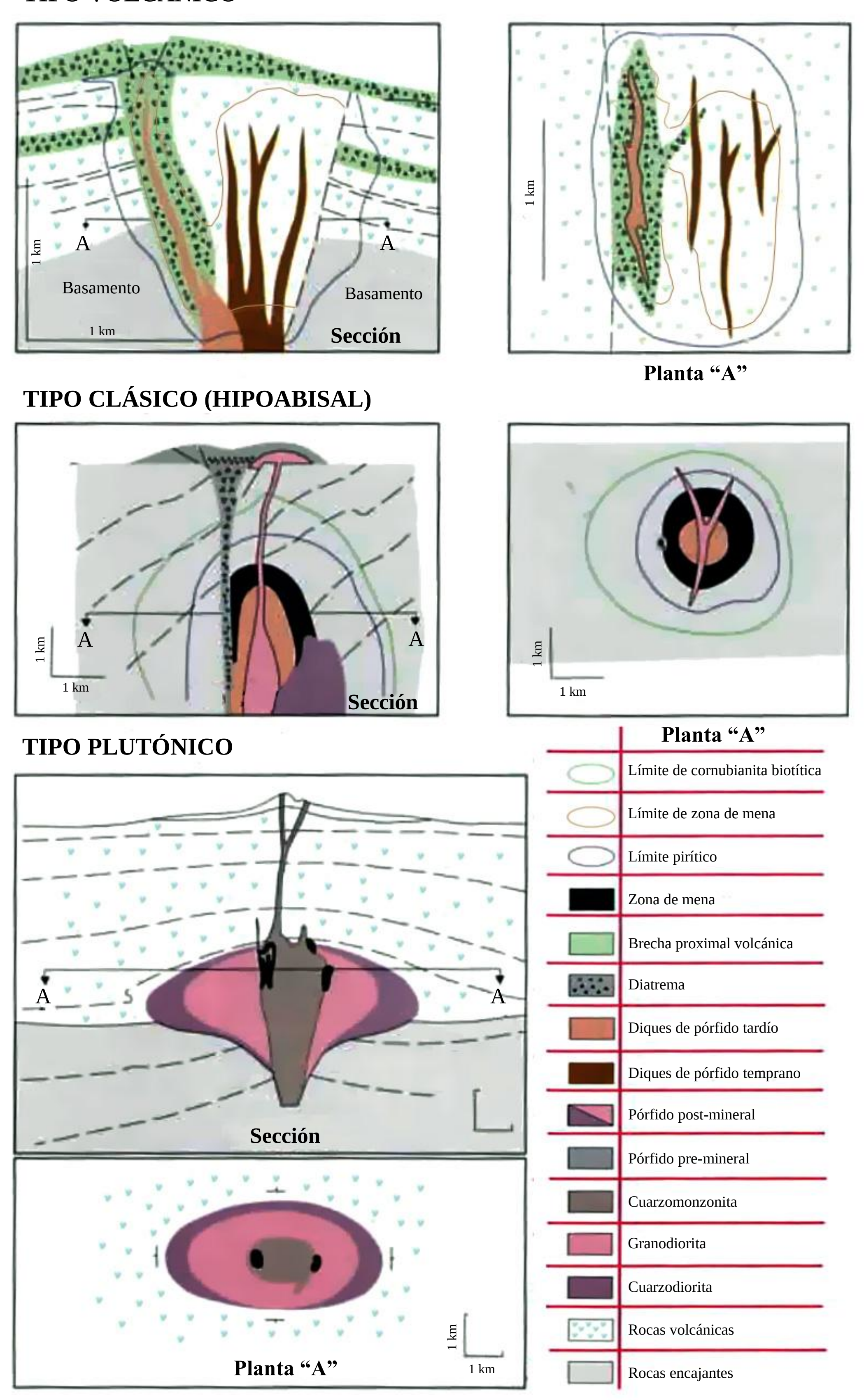


Figura 1.1 Modelos de los tres tipos de pórfidos de cobre (Sutherland Brown, 1976)

Tabla 1.1 Características de los tipos principales de pórfidos de cobre (McMillan & Pantaleyev, 1988)

Clase	Volcánico		Calcoalcalino Clásico (hipoabisal)	Plutónico
Ambiente	Alojado en secuencias volcánicas máficas a intermedias intruidas por plutones comagmáticos alcalinos o calco-alcalinos (suite diorítica o shoshonítica). El magmatismo produce asociaciones intrusivas/extrusivas consanguíneas e íntimamente asociadas. La reconstrucción de las formas volcánicas, depósitos proximales cercanos a la boca y centros intrusivos subvolcánicos es usualmente posible o puede ser inferida. La profundidad de la mineralización es 0.5-10 km y está asociada principalmente con el desarrollo de brechas en estratos permeables. Los depósitos Cordilleranos son de edades mesozoicas a cenozoicas inferiores principalmente		Asociado con stocks sinorogénicos intruyendo rocas no relacionadas; las pilas volcánicas comagmáticas están rara vez preservadas. Emplazamiento somero (1-2 km). Los depósitos cordilleranos son principalmente de edades mesozoicas a cenozoicas	Se encuentran en grandes plutones o batolitos emplazados en o cerca de, rocas volcánicas. Estos cuerpos están inmovilizados a niveles relativamente profundos (2-4 km) pero los diques y brechas relacionados pueden alcanzar niveles someros. Los depósitos cordilleranos son principalmente mesozoicos a cenozoicos inferiores
Plutones	Hojas de alto nivel, diques y pitones asociados con plutones mesozonales infrayacentes o pequeños batolitos	Múltiples intrusiones de hojas pequeñas a muy pequeñas, diques y pitones (0.2-10 km^2) con mucha variación textural. Diversos tipos de brechas intrusivas	Múltiples fases emplazadas en intrusiones porfídicas cilíndricas sucesivamente menores (0.5-2 km^2); numerosos diques pre-, intra- y post- minerales situados a baja profundidad	Intrusiones batolíticas (>100 km^2) con rocas porfídicas a faneríticas de grano grueso con enjambres locales de diques porfídicos pre- a post- mineralización
Control estructural	Centros intrusivos controlados estructuralmente. Las rocas intrusivas de alto nivel invaden las bocas volcánicas y las zonas de falla	Situadas en bocas volcánicas, zonas de falla y fracturas radiales	Pasivo, la estructura no necesita ser significativa; muchos stocks en intersecciones de fallas regionales	Emplazamiento pasivo a forzado; los pulsos magmáticos y la diferenciación ocasionan una fase interna neta o gradacional
Brechas	Las brechas volcánicas e intrusivas son frecuentes y están generalmente mineralizadas	Frecuentes y diversas: tefra piroclástica primaria, pseudobrecha de alteración, aglomerados de boca, brechas de explosión e ígneas. Las brechas mineralizadas son características; algunas contienen magnetita o turmalina	Abundantes y características; las diatremas argílicas post-mineralización son frecuentes. Otros tipos presentan brechas de colapso, intrusivas y caparazón o de stopping. Las brechas tempranas pueden estar mineralizadas	Comunes en asociación con enjambres de diques porfídicos tardíos. Las brechas son pre-, intra- y post-mineralización; algunas contienen especularita y turmalina
Alteración	Potásica localmente intensa a pneumatolítica; biotita temprana hidrotermal superimpuesta por propilítica después por sódica y/o potásica (albita-feldespato-K) y raramente alteración de escapolita	Propilítica generalizada y frecuentemente flanqueando alteración potásica temprana situada en el centro que es más restringida, pero puede ser más intensa. Está centrada en zonas de alta permeabilidad. Similar a los depósitos clásicos con pequeñas zonas núcleo potásicas y caparazón localmente fílico y/o argílico	Potásica, fílica y propilítica desarrolladas universalmente como caparazones anulares de las intrusiones; argílica de importancia variable. El desarrollo temprano de la biotita puede ser parte de la corneana isoquímica	Fílica, fílica-argílica y propilítica como mejor desarrolladas; potásica local. Controlada por fracturas a penetrativa, comúnmente como envolturas de alteración en fracturas y vetas multiestadio. Centradas en cuerpos minerales, pero con patrones de zonado complicados por superimposición
Cuerpos minerales	Generalmente depósitos de Cu-Au en brechas intrusivas o en roca de caja intensamente fracturada; algunos remplazan estratos porosos. Magnetita-apatito de origen magmático localmente presente como vetas o relleno de brechas. Zonas de calcopirita ± magnetita y bornita pasando hacia afuera a un halo pirítico	Generalmente depósitos de Cu-Mo íntimamente asociados a brechas y rocas intensamente alteradas. Los cuerpos son lensoidales a irregulares con algún control estratigráfico preferencial. La mayoría contienen calcopirita con rara bornita o molibdenita como relleno "seco" de fracturas. Sin zonas obvias	En los márgenes y adyacentes a intrusiones como caparazones anulares o sombreros de domo con zonado lateral pronunciado. Pirita ubicua, el núcleo débilmente mineralizado está rodeado por zonas con molibdenita, calcopirita y finalmente un halo pirítico	"Stockworks" de vetas amplias y difusas; algún control de brechas; algunas fallas mineralizadas; sulfuros relativamente escasos. Zonas evidentes con contenido en Fe aumentando hacia fuera de bornita a calcopirita a pirita; distribución variable de la molibdenita. Algunos depósitos tienen núcleo de baja ley rico en cuarzo
Ejemplos	Ok Tedi, Papua New Guinea; Copper Mountain, BC, Canadá	Red Mountain, Arizona, USA; Far Southeast, Mankayan, Filipinas	Bingham Canyon, Utah, USA; Cerro Colorado, Panamá	Butte, Montana, USA; Chuquicamata, Chile

Los depósitos de pórfido de Cu ± Mo ± Au calco-alcalinos (Pantaleyev, 1995) son típicos de los arcos volcano-plutónicos de margen continental, pero pueden producirse también en ambientes de arco de islas oceánico. El rango de intrusiones es desde faneríticos de grano grueso a stocks porfídicos, batolitos, complejos multi-plutónicos y enjambres de diques. Las composiciones generalmente varían de cuarzodiorita a cuarzomonzonita o granito y los depósitos de cobre están relacionados generalmente con las fases magmáticas más diferenciadas. En algunos distritos, no obstante, las intrusiones mineralizantes y no mineralizantes son prácticamente idénticas. La sola diferenciación no lleva a la formación de un depósito de pórfido de cobre: los contenidos en volátiles y metales residuales también tienen un papel importante cuando el magma va a generar mineralización. Los depósitos cordilleranos se subdividen comúnmente de acuerdo con su morfología en tres clases – volcánicos, clásicos (o hipoabisales) y plutónicos – (Sutherland Brown, 1976; McMillan & Pantaleyev, 1988). Esta clasificación (ver Fig. 1.1) se relaciona con la profundidad de formación que varía desde tan somera como 500 metros a tan profunda como 5 km bajo la superficie. Para detalles de los rasgos que distinguen estas tres clases de depósitos de pórfido de cobre y de algunos de los ejemplos de clase mundial, consúltese la Tabla 1.1.

Con base en los estudios del pórfido de cobre de El Salvador en el Distrito Indio Muerte del Norte de Chile (ver volumen 4 para más detalles) el modelo genético propuesto por Gustafson & Hunt (1975) para el emplazamiento y formación de los depósitos de pórfido de cobre es como sigue:

(i) Separación de los fluidos magmáticos e introducción metasomática simultánea de cobre y otros metales, sulfuros y álcalis en los pórfidos y las rocas de caja (vetas A y B).

(ii) Establecimiento y colapso interior de un sistema convectivo de aguas subterráneas, que reacciona con las rocas mineralizadas que se enfrían (vetas D).

El primer estadio es esencialmente ortomagmático, con la componente magmática constituyendo hasta el 95% del fluido hidrotermal. La salinidad es relativamente alta (ej. >15wt% NaCl equivalente) y la temperatura de los fluidos varía de magmática (> 800ºC) hasta 400ºC. Existe también una entrada periférica de agua meteórica. Los sistemas ortomagmáticos se caracterizan por un núcleo potásico rodeado por un caparazón de alteración propilítica con estrechas zonas de alteración fílica en el área de interacción entre los fluidos magmáticos y meteóricos.

El segundo estadio involucra circulación convectiva de agua meteórica en celdas de hasta 2 km sobre la intrusión y 5 km lateralmente. La salinidad total es baja o moderada (ej. <15wt% NaCl equivalente) y aunque las temperaturas pueden alcanzar brevemente 450°C, caen bruscamente a <300ºC. Estas temperaturas inferiores se mantienen por un gran lapso de tiempo. Los sistemas convectivos están dominados por alteración fílica con propilítica periférica alrededor de una zona de núcleo potásico restringida y parcialmente obliterada (Fig. 1.2).

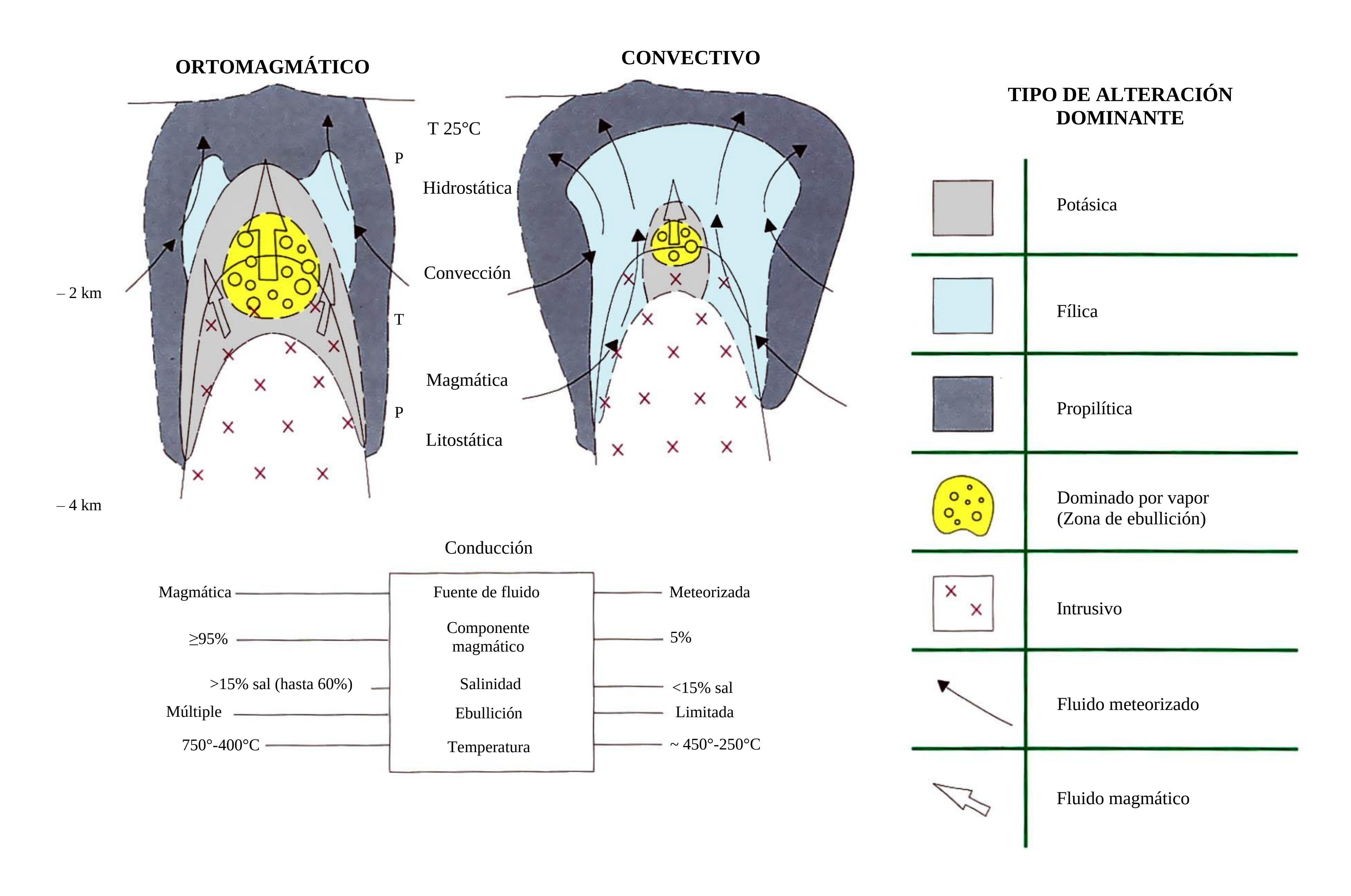


Figura 1.2. Modelo de sistemas hidrotermales de pórfidos de cobre con patrones de flujo de fluido convectivo y ortomagmático (tomado de McMillan & Panteleyev, 1988)

La mayoría de los depósitos combinan elementos tempranos ortomagmáticos y alteración/mineralización convectiva posterior. Los problemas para deducir todos los eventos y su secuencia se ocasionan por los episodios sobreimpuestos más jóvenes que comúnmente enmascaran a los más antiguos. Estas complicaciones hacen que los modelos estáticos de estadio final como los mostrados en la Fig. 1.1 sean inadecuados para describir los sistemas de pórfidos. En la Figura 1.3 McMillan & Pantaleyev (1988) han dividido la evolución de un sistema hidrotermal de pórfido en cuatro estadios transicionales principales basándose en la descripción de El Salvador de Gustafson & Hunt (1975). Los estadios 1 y 2 son procesos ortomagmáticos, mientras que los estadios 3 y 4 se relacionan con el establecimiento y eventual decaimiento de un sistema convectivo dominado por aguas meteóricas. Las variadas características de un depósito de pórfido de cobre reflejan las diversas influencias de cada uno de los cuatro estadios. No todos los estadios se desarrollan, ni son de igual importancia. Varios factores, como el tipo de magma, el contenido en volátiles, la abundancia de metales y elementos mineralizantes en los fluidos derivados del magma, el número, tamaño, secuencia y profundidad de emplazamiento del sistema porfídico mineralizado, variaciones en la composición y fracturación de la roca de caja, gradientes de presión y temperatura, contraste de densidades entre los fluidos y su proporción de mezcla, todos contribuyen a hacer cada depósito único en detalle. En general a mayor profundidad de emplazamiento de un pórfido mineralizante, más despacio se enfriará, menor proceso telescópico habrán sufrido los gradientes de temperatura y los patrones de mineralización y más débiles serán los efectos causados por las aguas subterráneas. Aunque es necesario tener precaución en la aplicación de cualquier modelo de clasificación según la profundidad de emplazamiento y el grado de influencia de la convención meteórica (o en qué punto del continuo ortomagmático-convectivo se paró un sistema concreto), estos aportan una base útil sobre la que los modelos genéticos más sofisticados aportan otros rasgos como el ambiente tectónico, la geología y la geoquímica.

1.1.3 Depósitos de pórfidos de cobre de los Andes e implicación de la tectónica de placas

Los países andinos cuentan con un 40% estimado de las reservas de cobre del mundo y un 97% de la producción andina de cobre y, de las reservas conocidas son depósitos directamente relacionados con intrusiones. Es innegable la preeminencia a lo largo de todos los Andes de los depósitos de pórfido de cobre y su importancia económica, junto con los skarns, vetas, brechas y reemplazamientos con enargita relacionados.

La cadena andina ha sido reconocida desde hace tiempo como un ejemplo clásico de un margen continental activo con la subducción de la placa oceánica Pacífica bajo el continente Sudamericano. La relación espacial y genética entre los depósitos de pórfido de cobre y el magmatismo relacionado con la subducción y la convergencia de bordes de placas es generalmente aceptada. Es por tanto pertinente considerar las implicaciones espacio-temporales regionales.

En una revisión de las épocas de mineralizaciones de cobre relacionadas con intrusiones en los Andes, Sillitoe (1988) concluye que hay hasta nueve épocas de mineralización de cobre (tres durante el Cenozoico y al menos seis pre-cenozoicas) identificables en los Andes Centrales y del Sur, y al menos cuatro en relativamente diferentes épocas en los Andes del Norte en Colombia. Cada época coincide con un sub-cinturón linear discreto, que en los Andes Centrales y del Sur puede extenderse por más de 2000 km. Además, se ha relievado el hecho de que más del 90% de las reservas de cobre andinas, la mayoría depósitos de pórfido, están confinadas en tres sub-cinturones cenozoicos, del Paleoceno al Eoceno Inferior (66-52 Ma), del Eoceno Superior al Oligoceno Inferior (42-31 Ma) y del Mioceno Medio al Plioceno Inferior (16-5 Ma), en el Sur de Perú y en Chile.

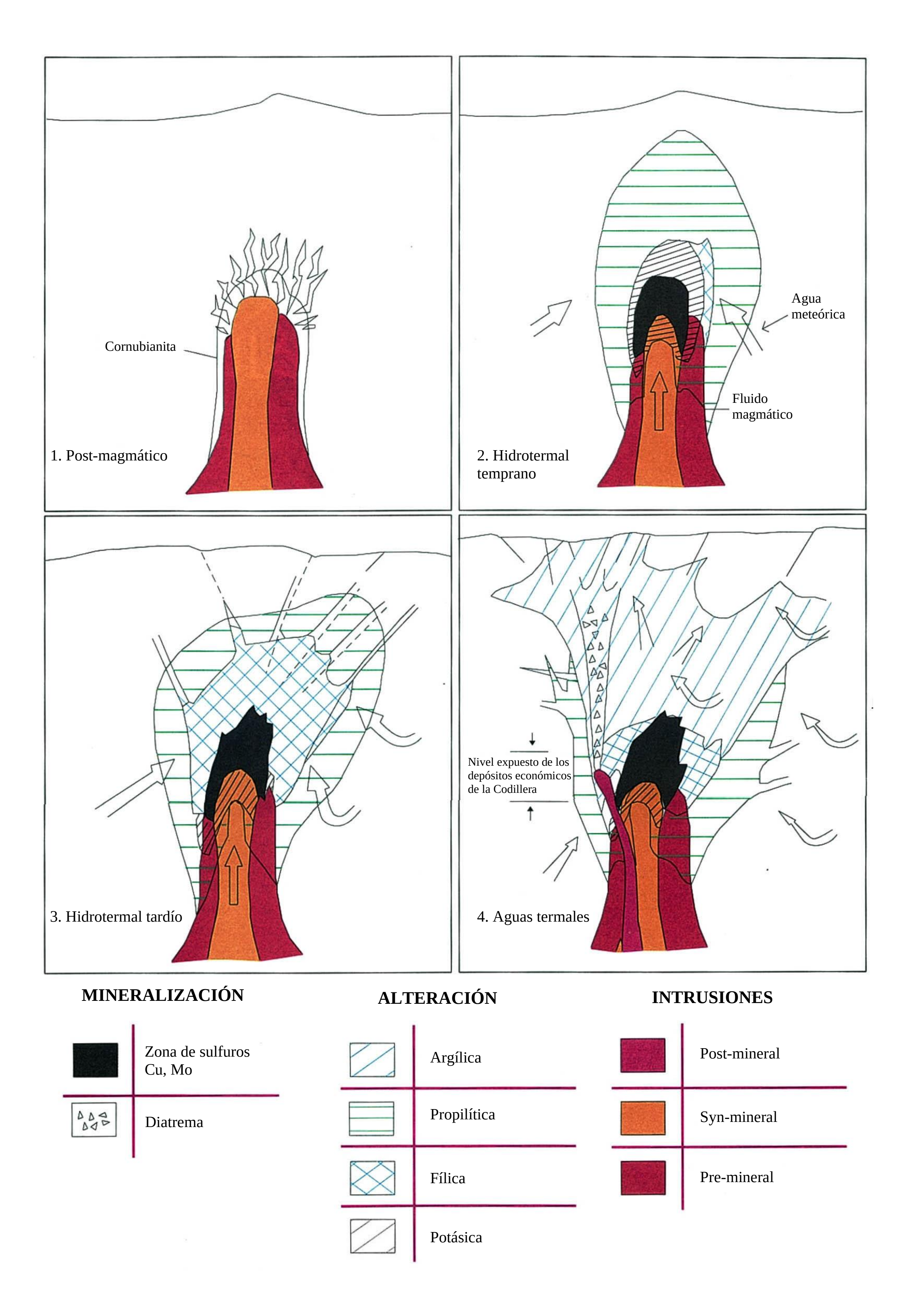


Figura 1.3 Modelo mostrando cuatro estadios de mineralización-alteración de un sistema porfídico (reproducido de McMillan y Panteleyev (1988), después de Gustafson y Hunt (1975))

En los Andes Centrales y del Sur los sub-cinturones de cobre se vuelven progresivamente más jóvenes hacia el Este como efecto del régimen tectónico compresivo impuesto en la sobrecubierta placa Sudamérica, seguido de la apertura en el Cretácico Medio (ca. 110 Ma) de la cuenca del Atlántico Sur. Un contrastado patrón de migración de los sub-cinturones de cobre es reconocible en los Andes del Norte donde se piensa que un cambio hacia el surco del Cretácico Inferior al Eoceno Inferior ha sido causado por la acreción oblicua de terrenos oceánicos autóctonos al margen continental (McCourt et al., 1984; Aspden & McCourt, 1986; Litherland & Aspden, 1992). Desde el Eoceno Medio al Pleistoceno hubo una progresión hacia el Este comparable a la que es característica de gran parte de los Andes Centrales y del Sur. El desplazamiento hacia tierra mostrado por el sub-cinturón del Mioceno Medio-Superior probablemente fue debido al mismo incremento en la razón de convergencia que afectó profundamente a los Andes Centrales en esa época (Sillitoe, 1988).

La distribución de los sub-cinturones de cobre refleja la fragmentación tectónica de los Andes. Las Deflexiones de Huancabamba y Abancay definen tres segmentos de primer orden en las latitudes 5ºS y 14ºS, respectivamente. Cada segmento esta caracterizado por una historia de subducción diferente y consecuentemente un patrón espacio-temporal diferente de intrusiones y mineralizaciones de cobre.

En el segmento de los Andes del Norte (Norte de la Deflexión de Huancabamba), que se extiende desde el Sur de Ecuador hasta el istmo de Panamá y el occidente de Venezuela, Sillitoe (1988) siguiendo Sillitoe et al. (1982) ha distinguido tentativamente en Colombia cuatro épocas y sus correspondientes sub-cinturones de mineralización de pórfido de cobre (Fig. 1.4). Éstas son:

(i) Un sub-cinturón occidental del Eoceno Inferior-Medio (55-44 Ma) que puede ser seguido desde el Este del istmo de Panamá hacia el Sur a lo largo del lado Oeste de la Cordillera Occidental hasta el NW del Ecuador, donde se han obtenido edades eocenas medias-superiores (45-40 Ma)(Van Thournout et al., 1990). Las edades de K-Ar en Ecuador son de hornblendas; las edades de biotitas y plagioclasas separadas pero coexistentes dieron Mioceno Superior-Plioceno que sugieren un evento de reajuste.

(ii) Un sub-cinturón oriental generado durante el Jurásico Medio-Superior (166-144 Ma) en un dominio continental subyacido por elementos del Cratón de Guyana, a lo largo de la Cordillera Oriental que puede ser seguido hacia el Norte dentro de Venezuela. Los batolitos expuestos en las sierras subandinas del Ecuador, y particularmente el Batolito de Zamora en la esquina SE del país (este Volumen) representan la continuación hacia el Sur de este sub-cinturón.

(iii) Un sub-cinturón central-oriental escasamente definido del Cretácico Inferior (136-131 Ma) a lo largo del lado Este de la Cordillera Central que en el Sur se junta con la Cordillera Oriental y el sub-cinturón oriental. Este sub-cinturón está también sobre basamento continental y ampliamente representado en los prospectos Andes e Inferno-Chili en el Batolito Ibagué. En el Ecuador, y particularmente el Distrito de Zamora los sub-cinturones Cretácico y Jurásico están superpuestos.

(iv) Un sub-cinturón central formado durante el Mioceno Medio al Plioceno Inferior (17-5 Ma) y en el contacto entre los dominios oceánico y continental en la Depresión Cauca-Patía y sus flancos. El margen Este de este cinturón coincide, más o menos, con la Falla Peltetec-Romeral. Este sub-cinturón se ha trazado tentativamente hacia el Sur, en Ecuador, a lo largo del Graben Interandino, bajo el relleno Plio-Pleistoceno y después continúa hasta el bloque de basamento de El Oro. Este cinturón muestra salto lateral izquierdo en la Falla del Jubones. El desplazamiento total puede ser dividido entre los sistemas de fallas de Jubones y Piñas-Portovelo.

El prospecto de pórfido de cobre Fierro Urcu está situado en un corto sub-cinturón separado en un segmento anómalo asociado con la Deflexión de Huancabamba o representa la continuación hacia el Norte del sub-cinturón del Mioceno Medio al Plioceno Inferior de Perú (Fig. 1.4).

Dentro de Ecuador todos los depósitos de pórfido de cobre datados al Oeste de la Falla Peltetec-Romeral dan edades terciarias superiores. Las edades K-Ar de la década pasada indican que puede ser posible subdividir esta amplia zona en dos sub-cinturones separados a lo largo de la línea de los sistemas de fallas Pujilí-Cauca y Bulubulu (Fig. 1.4). El sub-cinturón del Mioceno Medio al Plioceno Inferior está entre el dominio continental del Terreno Chaucha y el segmento Mulaute del terreno adyacente Pallatanga y aloja pórfidos de Cu + Mo ± Au (ej. Junín y Chaucha: 13-5 Ma). Los terrenos oceánicos Pallatanga-Macuchi más al Oeste, sin embargo, alojan pórfidos de Cu + Au ± Mo de edad miocena inferior a media (grupo Gaby y Telimbela-Balzapamba: 21-15 Ma) con plutones precursores con un rango de edad desde el Oligoceno Inferior. Se requieren edades más precisas antes para que esta hipótesis pueda sostenerse, pero, pesar de ello, la posición del propuesto sub-cinturón del Mioceno Medio-Inferior. es coherente con el patrón general de migración de los sub-cinturones de cobre

1.2 Depósitos epi-mesotermales relacionados con intrusiones

1.2.1 Introducción

Los depósitos epi-mesotermales relacionados con intrusiones constituyen una clase general de depósitos con una relación espacial y genética demostrable con intrusiones mineralizadas y sin mineralizar. Son epi-mesotermales ya que las condiciones de deposición del mineral se extienden dentro de los límites de los parámetros de los regímenes epitermal y mesotermal. Puede tratarse de una amplia superposición de eventos sucesivos, comúnmente con rasgos epitermales tardíos superponiéndose y/o remplazando a los rasgos mesotermales. Así, mientras que estos depósitos presentan comúnmente muchos rasgos que son considerados como típicos o diagnósticos de los ambientes epitermales someros (ej. texturas minerales) hay indicaciones de temperaturas deposicionales >300°C tempranas o transitorias y profundidades de formación >1 km (asociaciones de alteración y de mena, inclusiones fluidas y geotermometría de isótopos estables). Están ausentes rasgos típicos de los dominios epitermales superficiales como sinter de aguas termales, alteración de solfataras, pseudomorfos a partir de calcita hojosa indicando condiciones de ebullición, etc. Los depósitos epi-mesotermales pueden considerarse como ambientes transicionales en el continuo entre las intrusiones hipotermales – o alojadas en pórfidos – y los ambientes epitermales. Este tipo de mineralización incluye skarns, "stockworks" exógenos y reemplazamientos, brechas hidrotermales y sistemas de vetas.

Dentro del distrito Zamora la mayor producción de oro de yacimientos relacionados con intrusiones hasta la fecha ha provenido de depósitos hospedados en skarn (ej. Cinturón Nambija) sistemas de vetas y brechas dominantemente epitermales (ej. Campo Minero Chinapintza). Para una revisión de la clasificación y controles de la mineralización de las vetas y brechas epitermales y epi-mesotermales ver volúmenes 2 y 4 respectivamente.

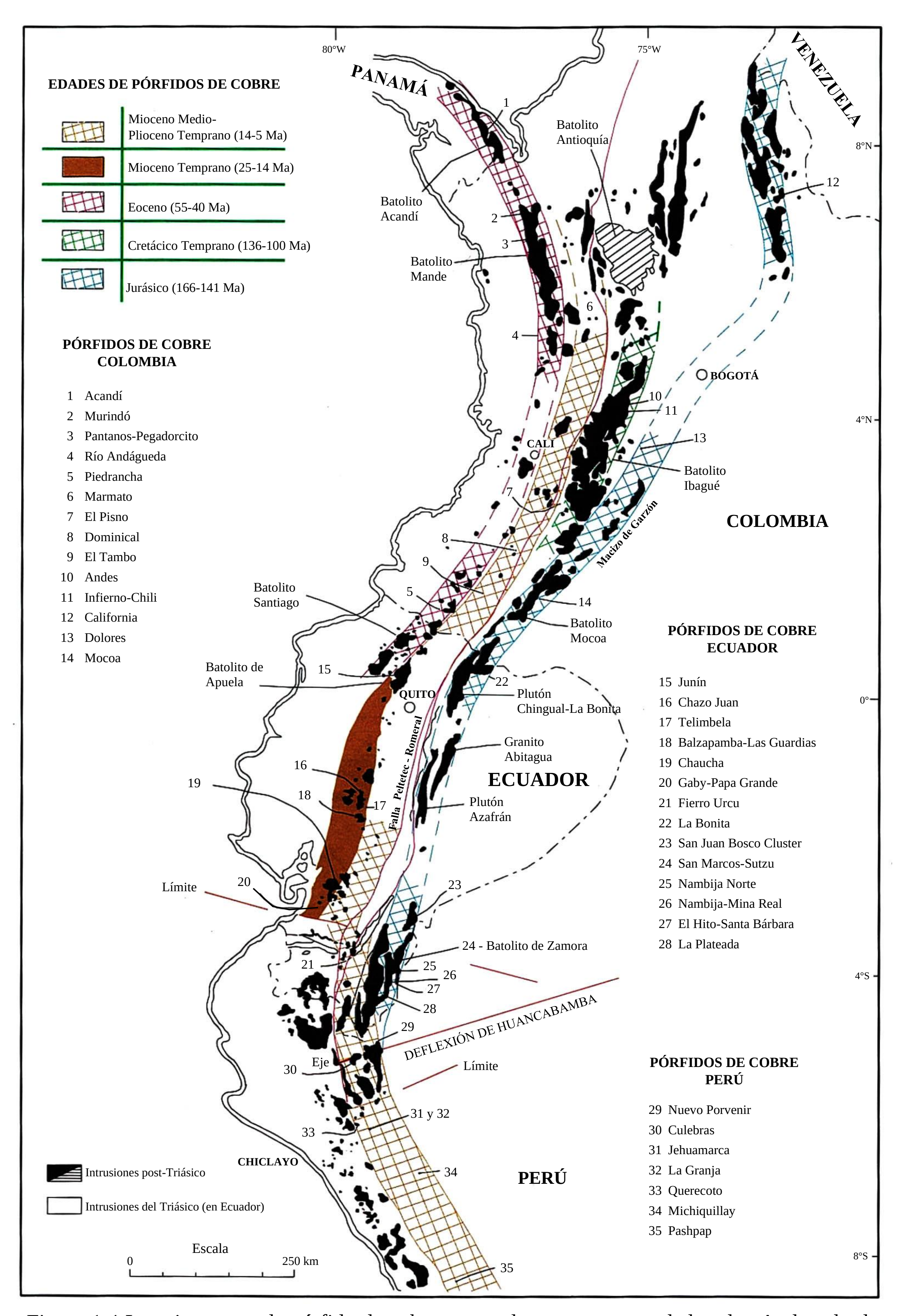


Figura 1.4 Los cinturones de pórfido de cobre, tomando en cuenta su edad en los Andes, desde Perú septentrional hasta el Mar Caribe. Compilación basada en Sillitoe et al. (1982), Sillitoe (1988) e información de los proyectos de la Cordillera Real y del Subcomponente 3.3 PRODEMINCA (PICG)

1.2.2 “Skarns”, depósitos de “skarn” y depósitos alojados en “skarn”

1.2.2.1 Definición: Los “skarns” representan reservas mayores de muchos metales. Están distribuidos en muchas áreas de la corteza terrestre en una gran variedad de ambientes tectónicos y en rocas de todas las edades. Son complejos cuando se los compara con otros estilos de depósitos minerales en virtud de los minerales de su ganga y en algunos casos por los minerales de mena también. Aparte de su complejidad, los “skarns” son cartografiables en el campo en términos de alteración o de asociaciones de mena, litología, estructura y paragénesis. Puesto que muchos “skarn” están zonados, el conocimiento de la distribución espacial de las asociaciones minerales en el halo de alteración del “skarn” es crítico para buscar potenciales cuerpos de mena en los estadios tempranos de la exploración. Los detalles de la mineralogía del “skarn” y su zonación pueden ser usados para construir modelos de exploración específicos de cada depósito, así como modelos más generales útiles en los programas regionales de exploración.

Existen muchas definiciones y usos del término “skarn”, pero esencialmente está definido por su mineralogía que incluye diversos calco-silicatos y minerales asociados. Sin embargo, está usualmente dominado por el granate y el piroxeno. Para más información véanse las revisiones de Zharikov (1970), Einaudi et al. (1981), Meinert (1992), o en la página Web en Internet: http://www.wsu.edu:8080/-meinert/skarnHP.html.

Los “skarn” y los depósitos alojados en “skarn” pueden ser clasificados de acuerdo a diferentes criterios. Exoskarn y endoskarn son términos frecuentes usados para indicar un protolito sedimentario o ígneo respectivamente. “Skarn” magnésico o cálcico son usados comúnmente para describir la composición predominante en el protolito y la asociación mineral de “skarn” resultante. Los depósitos alojados en “skarn” están subdivididos de acuerdo con la principal sustancia económica que puede ser de muchos metales (Fe, W, Cu, Pb, Zn, Mo, Ag, Au, U, tierras raras, F, B y Sn). Estos términos pueden ser combinados para describir con más precisión los depósitos de “skarn”.

Otros términos descriptivos de uso corriente son:

(i) Corneanas calco-silicatadas, que denota una roca calco-silicatada de relativo grano fino resultado de un metamorfismo isoquímico.

(ii) “Skarn” de reacción que puede ser de metamorfismo isoquímico, pero involucra algo de transferencia metasomática de componentes entre litologías adyacentes.

(iii) Skarnoide que es intermedio entre una corneana metamórfica pura y un “skarn” de grano grueso metasomático puro.

Para todos estos términos la composición y la textura de los protolitos gobiernan la naturaleza del “skarn” resultante. En contraste, los depósitos de “skarn” más importantes económicamente son el resultado de una transferencia metasomática a gran escala donde la composición de los fluidos controla el “skarn” resultante y la mineralogía de la mena. Estos dos contrastados grupos han sido llamados “skarn metamórficos” y “skarn minerales” respectivamente (Kwak, 1994). No obstante, no todos los “skarns” tienen mineralización económica. Los “skarns” mineralizados por el mismo sistema hidrotermal, aun cuando tengan diferencias significativas en la distribución espacio/tiempo de los minerales a escala local, son llamados “depósitos de skarn”. Donde la formación del “skarn” y la deposición mineral no pueden ser directamente relacionados al mismo proceso, o no tienen una génesis común, se prefiere el término “depósitos alojados en skarn”.

1.2.2.2 Consideraciones espacio-tiempo: En la mayoría de los grandes depósitos de "skarn" existe una transición desde un metamorfismo temprano/distal con producción de corneanas, "skarn" y skarnoide de reacción, hasta un metasomatismo tardío/proximal con producción de "skarn" portador de mineral de grano relativamente grueso. Los altos gradientes termales y grandes células de circulación de fluidos comunes en los ambientes plutónicos, producen aureolas de metamorfismo de contacto considerablemente más complejas que la simple recristalización isoquímica invocada para el metamorfismo regional. En la mayoría de los depósitos de "skarn" hay una continuidad entre los procesos puramente metamórficos y los puramente metasomáticos (Fig. 1.5: estadios A y B).

El grado en el que se desarrolla un particular estado de alteración en un específico "skarn" dependerá del ambiente geológico regional de formación, ej. composición de las rocas, profundidad (ej. condiciones P-T) y ambiente estructural. Es de esperar que el metamorfismo sea más extenso y de grado más alto alrededor de un "skarn" formado a una profundidad cortical relativamente grande, pero con más deformación dúctil y circulación de fluidos más restringida. El desarrollo del "skarn" puede estar limitado a zonas estrechas a lo largo de los contactos intrusivos paralelos a la estratificación. Recíprocamente en los sistemas de "skarn" formados bajo condiciones más someras, los contactos intrusivos son discordantes con la estratificación y el "skarn" corta a través de las capas y remplaza masivamente los lechos favorables hasta una extensión que iguala o excede el tamaño (expuesto) del plutón. La intensa hidrofracturación asociada con los emplazamientos de plutones de alto nivel incrementa grandemente la permeabilidad de las rocas encajantes, no sólo para los fluidos metasomáticos, sino posiblemente para la circulación de fluidos meteóricos más fríos. La influencia de las aguas meteóricas y la consecuente destrucción de los minerales de "skarn" durante la alteración retrógrada es una característica distintiva de la formación de "skarn" en ambiente somero (Meinert, 1992: Fig. 1.5: estadio C).

En la mayoría de los "skarns" hay un patrón de zonación general de granate proximal, piroxeno distal, e idocrasa (o piroxenoides como la wollastonita, bustamita o rodonita) en el límite exterior del "skarn" (frente de mármol). Además, minerales individuales de "skarn" pueden mostrar un color sistemático o variaciones composicionales dentro del patrón de zonación mayor. Por ejemplo, el granate proximal es comúnmente marrón rojizo oscuro, volviéndose marrón más claro y finalmente gris claro cerca del frente de mármol, (ej. Atkinson & Einaudi, 1978). El cambio de color de los piroxenos es menos pronunciado, pero refleja típicamente un incremento progresivo en hierro y/o manganeso hacia el frente de mármol (ej. Harris & Einaudi, 1982). Para algunos sistemas de "skarn" estos patrones de zonación pueden ser de escala kilométrica y pueden aportar una guía significativa para la exploración (Meinert, 1987). Para los "skarn" de cobre, zinc y oro se pueden conseguir modelos de zonación razonablemente detallados (Meinert, 1997). Aún en el caso en que los contenidos de metales del "skarn" sean bastante variables, las concentraciones anómalas de elementos guía en las zonas de "skarn" distales pueden ser una importante guía de exploración. Los estudios geoquímicos de depósitos individuales han mostrado halos de dispersión de metales que pueden ser divididos en zonas desde una asociación proximal de metales base a través de zonas de metales preciosos hasta un borde con concentraciones de vetas de Pb- Zn-Ag (ej. Theodore & Blake, 1975).

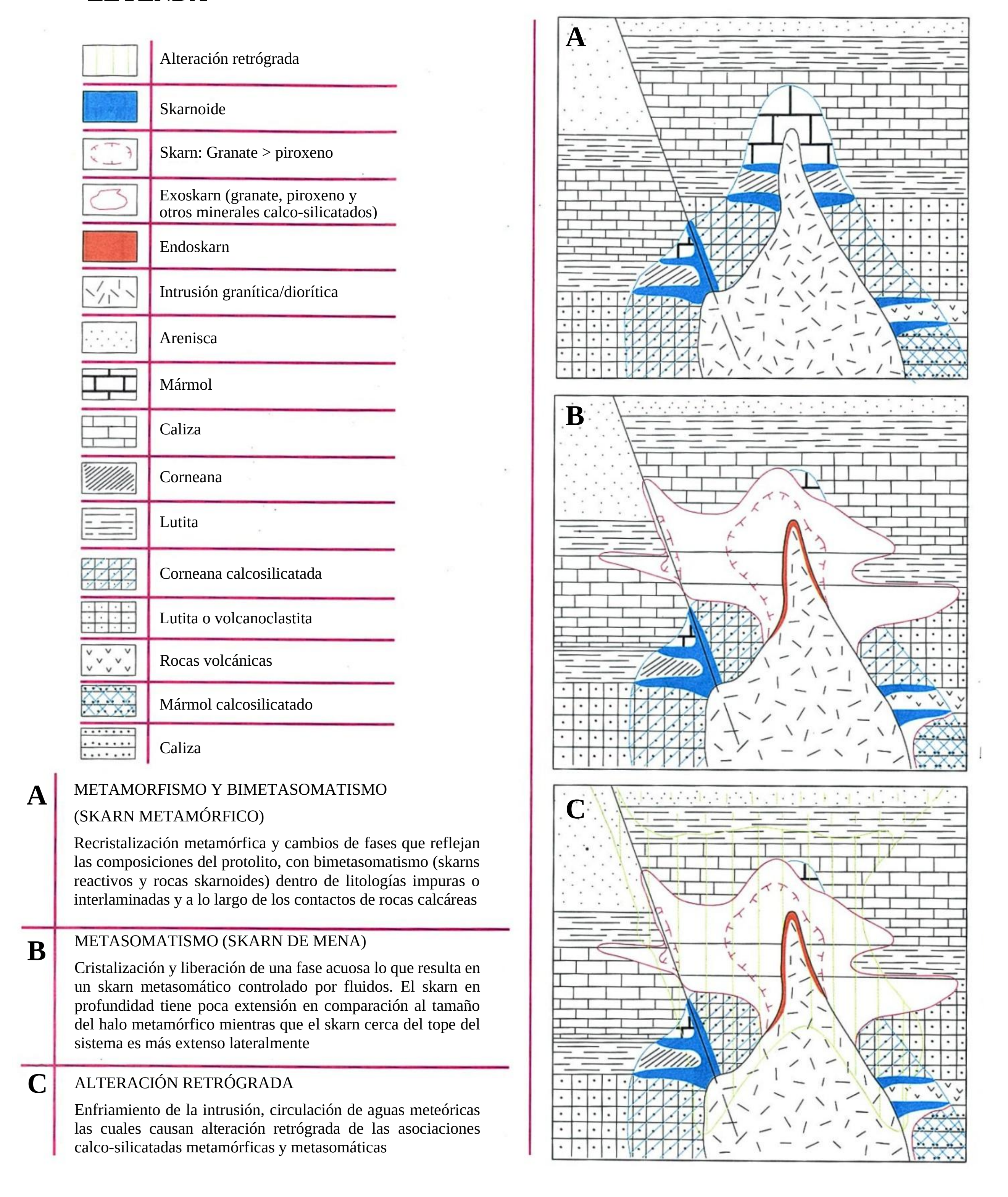


Figura 1.5 Modelo mostrando tres estadios de desarrollo evolucionario de un sistema de depósito de skarn asociado con un plutón. Adaptado del esquema de estadios básicos de la formación de skarn de Meinert (1993)

1.2.3 Principales tipos de "skarn" presentes en el Ecuador

Los "skarns" de cobre son quizás el tipo de depósito de "skarn" más abundante en todo el mundo y han sido identificados en el Distrito Zamora. Son frecuentes en zonas orogénicas relacionadas con subducción, tanto en ambientes oceánicos como en continentales. Hay revisiones bastante completas de los "skarns" de cobre en Einaudi et al. (1981) y Einaudi (1982 a, b). La mayoría de los "skarn" de cobre están asociados con plutones porfídicos calco-alcalinos, de la serie magnetita, del Tipo I, muchos de los cuales tienen rocas volcánicas cogenéticas, veteado en "stockwork", fracturación y brechación frágil, y una intensa alteración hidrotermal. Todas estas son características que indican un ambiente de formación relativamente somero. La mayoría de los "skarns" de cobre se forman en cercana proximidad a los contactos del "stock" con una mineralogía de "skarn" relativamente oxidada dominada por el granate andradita. Otra fase incluye piroxeno diopsídico, idocrasa, wollastonita, actinolita y epidota. La hematita y la magnetita son comunes en la mayoría de los depósitos y la presencia de rocas de caja dolomíticas coincide con vetas masivas de magnetita que pueden haber sido minadas localmente para hierro. Los "skarns" de cobre están comúnmente zonados con granatita masiva cerca del plutón e incremento de piroxeno y finalmente idocrasa y/o wollastonita cerca del contacto del mármol. Además, el granate puede tener zonación de color desde el marrón rojizo oscuro proximal hasta las variedades distales verdes y amarillas. Los sulfuros y las razones metálicas pueden también ser sistemáticamente zonadas en relación con el plutón causante. La mayoría de los "skarn" de cobre están asociados con sistemas de mineralización de pórfido de cobre. Estos depósitos pueden exceder 1000 millones de toneladas de mena combinada de "skarn" y pórfido con más de 5 millones de toneladas de cobre recuperable del "skarn". Los plutones mineralizados muestran alteraciones características potásica y fílica (sericita) que pueden ser correlacionadas respectivamente en el "skarn" con granate-piroxenos prógrados y epidota-actinolita retrógrados.

Los "skarns" de Zn ± Pb ± Ag aparecen principalmente en ambientes continentales asociados con subducción o con "rifting". Hay indicios de "skarns" de zinc en los campos de skarn septentrionales de la Cordillera Real (Litherland et al., 1994). Las rocas ígneas relacionadas abarcan un amplio rango de composiciones desde diorita hasta granitos ricos en sílice. También abarcan diversos ambientes geológicos desde batolitos situados a profundidad a complejos intrusivos-extrusivos someros. El rasgo que une a la mayoría de las menas de "skarns" de zinc es su disposición distal respecto de las rocas ígneas asociadas. La mayoría de los distritos de "skarn" de zinc presentan gradación hacia el exterior, desde mineralización rica a pobre en "skarn", vetas y cuerpos de sulfuros masivos. Los distritos explorados incompletamente pueden tener sólo una de esas zonas expuestas. Además de su contenido en metales de Zn + Pb + Ag, los "skarns" de zinc pueden distinguirse de otros tipos de "skarn" por su mineralogía rica en Mn y Fe distintiva, por su aparición a lo largo de contactos estructurales y litológicos y por la ausencia de aureolas metamórficas significativas centradas en el "skarn". Casi todos los minerales de "skarn" están enriquecidos en manganeso incluyendo los granates, piroxenos, olivino, piroxenoide, anfíboles, clorita y serpentina. Una secuencia típica de zonación desde proximal a distal es: plutón con endoskarn/alterado, granate, piroxeno, piroxenoide, y cuerpos de reemplazamiento de sulfuro/óxidos (ej. mantos y chimeneas). La presencia de "skarns" de zinc en partes distales o en sistemas magmático/hidrotermales mayores puede hacer que incluso los pequeños depósitos sean potencialmente útiles como guías de exploración en distritos pobremente expuestos.

Los "skarns" de oro (con el oro como principal producto, según lo definido por Einaudi et al., 1981 y usado por Meinert, 1997) y los "skarns" portadores de oro (el oro como un subproducto, ej. Big Gossan Cu-Au "skarn" – ver Tabla 1.2) existen en todo el mundo y están relacionados con plutones fanerozoicos en ambientes geológicos variados. La mayoría de las estimaciones de profundidad para estos sistemas son <5 km, groseramente similar al ambiente general para los depósitos tipo pórfido.

Al ser el principal blanco de exploración aurífera, en el campo de "skarn" de Nambija se ofrece una revisión más detallada de los "skarns" auríferos relacionados con plutones fanerozoicos relativamente someros que se han emplazado en rocas metasedimentarias no metamorfizadas previamente. La información aquí presentada está sacada de revisiones de Yakrushev (1972), Meinert (1989, 1998), Ray et al. (1990), Theodore et al. (1991) y Ray & Webster (1991, 1995). Los lectores pueden también consultar el perfil de "Skarns" de Oro publicado por el Ministerio de Energía, Minas y Recursos de la Columbia Británica (Ray, 1995, 1996) que puede ser accedido en la página Web: http//natural.gov.bc.ca/geosmin/metalmin/auskarns/lauskt

Todos los "skarns" de oro tienen varias características comunes:

(i) La mayoría de los "skarns" de oro están desarrollados a partir de protolitos clásticos o volcanoclásticos ricos en carbonato. Parece que la formación del "skarn" depende más de la composición de la roca encajante y de las condiciones de P-T altas más que de la petroquímica de los plutones asociados.

(ii) Las corneanas de biotita ± feldespato K (alteración potásica) rodean la mayoría de los "skarns" de oro, exceptuando los desarrollados de calizas puras. Parecería que el potasio originalmente presente en las rocas de caja se libera durante la formación del "skarn" y se incorpora en la alteración distal de biotita ± feldespato K.

(iii) La parte proximal está ocupada por granate y piroxeno de grano relativamente grueso. La proporción relativa de estos minerales es una función compleja de la composición del batolito, la actividad de los componentes en el fluido hidrotermal y el estado de oxidación general como la influencia de las fuentes magmáticas, la composición de la roca de caja y las reacciones minerales (ej. Newberry, 1991). No obstante, los depósitos más documentados indican que este "skarn" proximal está zonado internamente desde el predominio del granate cerca del plutón o del camino de los fluidos, hasta el predominio de los piroxenos más lejos de estas fuentes (Meinert, 1997).

(iv) Todos los tipos de "skarn" presentan una huella geoquímica de Au-As- Bi-Te. Esto se expresa frecuentemente con la aparición de arsenopirita, bismuto nativo, maldonita (Au_2Bi), teluros de Bi y Ag (ej. hedleyita, Bi_7Te_3; hessita, Ag_2Te). Parece que procesos geoquímicos fundamentalmente similares han operado en ambientes geológicos relativamente diferentes.

Sin embargo, las características de los "skarn" de oro también muestran diferencias significativas y han sido agrupados en cuatro subdivisiones principales (Meinert, 1998) que son:

(i) "Skarns" de oro reducidos cálcicos.

(ii) "Skarns" de oro oxidados cálcicos.

(iii) "Skarns" de oro magnésicos.

(iv) "Skarns" de oro metamórficos.

Las categorías 1-3 están asociadas con plutones fanerozoicos relativamente someros que han intruido en terrenos sin metamorfizar. Los "skarns" de oro metamórficos se presentan en terrenos con metamorfismo regional mesotermal y pueden aportar un enlace importante con los depósitos de oro en vetas mesotermales que están asociadas con zonas de cizalla en ambientes corticales profundos.

Tabla 1.2 Características de los depósitos de skarn cálcicos de oro de clase mundial

Nombre y Lugar	Tipo de skarn	Tonelaje y Ley	Plutonismo y alteración	Protolito	Mineralogía del skarn	Mineralogía de mena	Geoquímica y zonado	Condiciones de formación	Referencias
Mina Nickel Píate Distrito Hedley Columbia Británica Canadá	Reducido	Prod. total. 13.4Mt@ 5.3g/t Au; 1.3g/t Ag & 0.02% Cu. Incluye >3 Mt @ 14g/t Au u.g.	Enjambre de stocks y diques porfídicos de 194-21 9Ma. Endoskarn biot, feld-K, plag (An_{24-52}), act, ep, cpx, gar	Siltitas, tobas, pizarras, calizas, conglomerados y brechas andesíticas del Triásico Superior	Corneanas cuarzo-felds. tempranas px (Hd_{60-94}, $Jo_{<4}$) >> gar (Ad_{14-82}, av.35; $Sp_{<2}$) > act, wo, scap, feld-K, ap, preh	asp > po > cp, py, spl > co hedleyita, Bi & Au nativos > gn, maldonita, lo	Zonación alrededor del stock con ilm Toronto (Fe^3/Fe^2: 0.15) gar proximal > pyx; gar distal: pyx <0.1. Gar rico en Fe distal (Ad_{73-82}) & px rico en Mn/Fe	Tpyx 250-695°C, av.368°C Tgar 210-730°C, av.384°C Tscap 320-400°C, av.348°C Salinidad: px 9.7, gar 18.3 & qz <37.9% (prof. 5 km)	Ray et al. (1988, 1995, 1996) Ettlinger (1990) Ettlinger et al. (1992) Ray and Webster (1991) Ray and Dawson (1994)
Mina Fortitude Distrito Battle Mountain Nevada, USA	Reducido	Prod. total 77 t Au from 10.9 Mt @ 7.1 g/t Au <0.1% Cu	Stocks y diques de 38-38.5 Ma con ilm de cuarzo-monzodiorita porfídica. Vet & disem feld-K-biot. Halo de alt extenso de biot ± diop ± feld-K	Calizas, siltitas, pizarras y conglomerados pensilvanienses a pérmicos	Cornearías biot-feld-K tempranas px (Hd_{20-95}, $Jo_{<10}$) >>gar (Ad_{40-97}, av.60; $Sp_{<2}$) act, chl, preh	po > py, spl, asp, mgt, cp > hedleyita y Bi & Au nativos Pearcita, stannita & mc registrados	Zonación alrededor del stock granodiorítico Copper Canyon (Fe^3/Fe^2: <0.5) proximal rico en gar con alto Cu/Au & distal rico en px con bajo Cu/Au	Tgar Proximal 360-590°C Tgar Distal 380-440°C; Tpx 320-430°C to 350-400°C Salinidad: px 25-44 %, 37.5-40 MPa (prof. 1.5 km)	Theodore & Blake (1975) Batchelder (1977); Myers (1994) Wotruba et al. (1988) Myers & Meinert (1991) Theodore et al. (1978, 1991) Zimmerman et al. (1992)
Crown Jewel Distrito Buckhorn Washington, USA	Reducido	8.7Mt @ 6.0g/t Au (equiv. total 52 t Au) <0.1% Cu	Stock y diques porfídicos mesozoicos? de granodiorita con ilm endoskarn de biot, feld-K, alb-ep-gar-pyx	Intercalaciones de Calizas, siltitas, conglomerados y basaltos andesíticos	Corneanas tempranas biot-px-anf-gar (Ad_{18-99} av. 50; $Sp_{<2}$) > px (Hd_{20-94}, $Jo_{<4}$) ep > act, zoisita	mgt > po > py, mc, cp, bismutinita > cobaltita, Au nativo & Bi, asp (sólo en conglomerados)	Zonación de la Gd Buckhorn Mountain con fase Di exterior Proximal gar-mgt masivos; distal pyx > gar y el px más distal rico en Fe (pura Hd)	Tpx 465-550°C Tgar 355-470°C Salinidad: gar 19-22 wt%, qz 2-24 wt%. Tep 305-420°C, Tact 370-400°C (prof. 4 km)	Hickey (1990, 1992)
Mina Beal Butte, Montana USA	Reducido	14.8Mt @ 1.49 g/t Au (equiv. total 23.1 t Au)	Intrusiones de 74.8 ± 2.8 Ma de diorita y granodiorita con ilm. Pyx-anf-biot-mica blanca-feld	Rocas sedimentarias clásticas fluvio-deltaicas del Cretácico Superior	Corneanas tempranas px-anf-biot-px (Hd_{18-62}, $Jo_{<9}$), gar ausente	po > py, cp, asp > tet > spl, gn, Au ± Bi nativos	Zonación relacionada con el batolito de Boulder con px ± scap proximal pasando hacia fuera a anf, biot, (chl), y mica blanca	Tqz 115-550°C, av. 344°C Tasp 408-428°C Tbio 362-400°C Salinidad 4.7-42 wt%	Hastings and Harold, (1988) Wilkie (1996) Wilkie and Meinert (1994)
Mina McCoy N-Central Nevada USA	Oxidado	15.6 Mt @ 1.44g/t Au 0.03Mt @ 14.6 g/t Au	Stock y diques de 39 Ma de las series de ilm, biot-gar-pyx prágrados Retrógrados ep-qz-py-kfsp gar > pyx exoskarn	Calizas. Siltitas y pizarras del Cretácico Superior al Terciario Inferior	Corneana temprana biot-px (Hd_{0-75}, $Jo_{<6}$), gar (Ad_{7-100}, $Sp_{<8}$)	po > py, spl, gn, asp, cp, bn, hedleyita, Au & Bi nativos y hessita	Zonación relacionada con el stock Brown con cornearías tempranas biot-px sobreimpresas por vns y zonas masivas de gar (gar: px = 3:1- 20-1) localmente > 10 % px en skarn proximal	Tpx Proximal 300-420°C av. 398°C; distal av. 322°C Tgar 330-620°C av. 493°C Salinidad < 39.8 wt % Tep 360-450°C, Tqz 280-360°C	Brooks et al. (1991) Brooks (1994)
Campo Nambija Distrito Zamora Ecuador	Oxidado	Prod. total 62 t Au Reservas 23 Mt @ 15-30 g/t Au	Stocks de 100-116 Ma de las series magn granodiorita o riodacita Exoskarn prógrado ad-diop y, gar-cpx gar-ep-qz-act-chl-cal-feld-K retrógrados	Lavas dacíticas y andesíticas, tobas y brechas (volcanoclást.), areniscas, siltitas mármoles del Triásico Superior	px (Hd_{16-34}, Jo_{5-13}), gar (Ad_{21-99}, Sp_{3-4}) px: MnO 2-4wt%	py > cp, po > spl, gn, asp, mgt, bn, Au nativo, Te-bismutinita, tetradimita, altaíta, calaverita, hessita, petzita & coloradoíta	Zonación relacionada con stocks Intrusivos Cu + Mo/Cu/Zn + Pb Oro asociado con vns de cuarzo y zonación controlada estructural, de escala m a dm: skarn prox. de grandita > px; skarn distal de gar-cpx skarn y cpx-ep	Tqz 150-200°C Salinidad: qz 2-24 wt%	Aguirre et al. (1985) McKelvey (1991) McKelvey & Hammarstrom (1991) Hammarstrom (1992) Jemielita (1993) Paladines and Rosero (1996)
Red Dome (Mungana) NE Queensland Australia	Oxidado	Prod. total 0.37 t Au, 12.4 t Ag, 16700 t Cu, 36400 t Pb Reservas 15 Mt @ 2.6 g/t Au, 4.6 g/t Ag, 0.46 % Cu, 1.0 % Zn	Pórfidos riolíticos Permo-Carboníferos como diques. Exoskarn prógrado mag ± hd; endoskarn woll-gar-diop Endo-exoskarn retrógrado gar-ves-ep-qz-act-feld-K	Areniscas cuarzofeldespáticas, cherts, calizas/mármoles, conglomerados líticos intraformacionales y vplcanitas andesíticas del Silúrico-Devónico	Exoskarn prógrado: gar (Ad_{95-100}), px (10-15) Endo-exoskarn prógrado gar (Ad_{40-60}), px (Hd_{5-100}) Endo-exoskarn retrógrado: gar (Ad_{50-100})	1°: bn > spl (Fe 0.9%), mag > altaíta, silvanita, hessita, wittichenita & petzita, (mo) 2°: cp-tet 3°: pirr, py, gn, cp, spl (Fe 8.2%), stb, asp, arg > sch, cass	Zonación relacionada con pórfido: endoskarn prox. Hd con paso de disem a masivo; endoskarn de woll-gar con Cu, Zn, Au, Ag; skarn retrogr. verde de Ad y exoskarn de gar-mag con Au, Ag, Cu, Pb, Sb, Te & mag masiva cerca del contacto con el mármol	Temprano: Tqz 250-500°C Salinidad 35-60 wt% Tqz/cb/flr tardío 200-375°C Salinidad 2-8 wt% Tgar/flr: 260-450°C @ 1-2 Kb Salinidad: gar/flr 2-24 wt % Isótopos de S: 350-450°C	Torrey et al. (1986) Ewers & Sun (1988)
Mina Big Gossan Distrito Ertsberg Irian Jaya Indonesia	Oxidado Cu-Au	37.4 Mt @ 2.69 % Cu, 1.02 % Au & 16 g/t Ag	Diques granodioríticos de 3-4 Ma relacionados con la intrusión Erstberg Gar + pyx ± feld-K ± anhy	Pizarras, rocas carbonatadas y epiclastitas semipelíticas del Cretácico Superior al Terciario Inferior	px superior (Hd_{38}, Jo_4 px inferior (Hd_{13}, Jo_1), gar (Ad_{85}, $Sp_{1.5}$, $Py_{0.3}$)	py > cp > bn, pirr, gn, spl >Au argentífero	Zonación relacionada con grandes diques con prox. Prógrada gar:px 1:2, altos en el sistema px & gar más ricos en Fe. Metales zonados Cu, Au, Ag, Pb, Zn, As, Co aumentan arriba y afuera cf. Mo	Tpx 320-485°C av. 410°C Salinidad 38-65 wt% av.57%, 20 MPa (prof. 2 km hidrostática)	Meinert et al. (1997)

1.2.3.1 "Skarns" de oro reducidos cálcicos (ver ejemplos en la Tabla 1.2)

La mayoría de los "skarn" de oro de alto grado están asociados con plutones de diorita-granodiorita (con ilmenita, $Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO) << 0.75$) y complejos de diques y "sills". Están presentes típicamente en protolitos ricos en clásticos más que en calizas puras y la alteración de "skarn" de hojas intrusivas someras y de unidades volcanoclásticas es común. Debido a la naturaleza carbonatada rica en clastos de las rocas sedimentarias en estos depósitos, la mayoría del "skarn" es de grano fino. Los "skarn" de oro reducidos están dominados por piroxenos ricos en Fe (típicamente $>Hd_{50}$), pero las zonas proximales pueden contener abundante grandita baja en Mn (Ad_{10-100}). Por ejemplo, en el depósito Fortitude, en Nevada, algunos de los valores de oro más altos están concentrados en zonas estrechas controladas estructuralmente, ricas en granate (ver Tabla 1.2). Otros minerales comunes son feldespato-K, biotita rica en Fe, escapolita, vesuvianita, apatito y anfíbol. Menos comunes son wollastonita, rutilo, axinita y esfena. Las zonas distales/tempranas contienen biotita ± corneanas de feldespato-K que pueden extenderse por cientos de metros más allá del "skarn" masivo. El zonado mineral y metálico es frecuente (ej. Nickel Plate y Fortitude; ver Ettlinger et al., 1992; Myers & Meinert, 1989) con "skarn" rico en granate, proximal de grano grueso conteniendo altas razones Cu:Au, y "skarn" rico en piroxeno, distal de grano fino conteniendo bajas razones Cu:Au y cuerpos minerales de Au-sulfuros. Los minerales tardíos o retrógrados son epidota, clorita, clinozoisita, vesuvianita, escapolita, tremolita-actinolita, sericita y prehnita. Este tipo de "skarn" de oro generalmente tiene un alto contenido en sulfuros y razones altas de pirrotina:pirita. La asociación de sulfuros está dominada por la pirrotina con variable, y localmente abundante, arsenopirita o calcopirita.

1.2.3.2 "Skarns" de oro oxidados cálcicos (ver ejemplos en la Tabla 1.2)

Los plutones asociados con los "skarns" de oro oxidados, en contraste con los "skarns" de oro reducidos, son más silíceo/potásicos (comúnmente granodiorita a cuarzo-monzonita) y con magnetita (Meinert, 1995; Ray et al., 1995). Las características esenciales de estos depósitos incluyen altas razones de granate:piroxeno, el granate relativamente pobre en Fe y el piroxeno Hd_{0-60}, total de sulfuros generalmente bajo y razones de pirrotina:pirita bajas. Los minerales prógrados incluyen feldespato-K, grandita baja en Mn, piroxeno diopsídico, wollastonita, epidota, vesuvianita, esfena y apatito. Los minerales tardíos o retrógrados incluyen feldespato-K, epidota, clorita, clinozoisita, vesuvianita, tremolita-actinolita, sericita, dolomita, siderita y prehnita. Los sulfuros comúnmente presentes, aunque en pequeñas cantidades, incluyen pirita, calcopirita, esfalerita y galena. Las mayores leyes de oro no están asociadas con la alteración prógrada granate-piroxeno sino con la asociación retrógrada tardía que incluye feldespato-K y cuarzo. Algunos de estos depósitos pueden ser considerados transicionales a otros tipos de mineralizaciones de oro como los depósitos epitermales donde la separación de fases (ebullición) puede ser un mecanismo importante (ej. Hedenquist et al., 1996).

1.2.3.3 "Skarns" de oro magnesianos

La mayoría de los "skarns" magnesianos se forman a partir de protolitos dolomíticos y los minerales diagnósticos incluyen forsterita, espinela y serpentina. Aunque una variedad de fases de espinela puede estar presente, la magnetita es dominante; por lo que la mayoría de los "skarns" magnésicos son minados para Fe y son relativamente fáciles de encontrar a causa de su huella magnética. Butte Highlands, en el Suroeste de Montana, es un "skarn" magnésico inusual ya que tiene una importante reserva de oro, pero le faltan óxidos de hierro abundantes y sulfuros y no destacaría en los estudios geofísicos normales (Ettlinger et al., 1996). La asociación de alteración prógrada incluye olivino forsterítico, clinopiroxeno diopsídico (Hd_{2-50}), granate pobre en Fe (Ad_{7-30}), chondrita y monticellita. Los minerales retrógrados incluyen serpentina, epidota, vesuvianita, tremolita-actinolita, flogopita, talco, feldespato-K y clorita. La mineralización de Au-sulfuros está fuertemente asociada con la alteración retrógrada y está dominada por la pirrotina.

2

DISTRITO MINERO DE ZAMORA

2.1 Introducción

El distrito minero de Zamora (Fig. 2.1) está definido en la base de datos de ocurrencias minerales (SIM) y en el sistema de información geográfica (SIG) mediante las coordenadas geográficas 78°22'-79°00' W (UTM 721-92) y 2°50'-4°20' S (UTM 9520-9686). El distrito ha sido escogido para cubrir todos los depósitos investigados en el SE del Ecuador. Este contiene los subdistritos de Cumbaratza y Gualaquiza y más localmente el cinturón de Nambija, y los campos minerales de Pachicutza y San Juan Bosco.

El distrito minero de Zamora está localizado en el sector NE de la provincia de Zamora Chinchipe y en la esquina SE de la provincia de Morona Santiago y comprende parte de la región morfoestructural de la Cordillera del Cóndor. La delineación de la zona es un poco arbitraria pero esencialmente cubre las áreas del Batolito de Zamora hacia el este de la falla de Canela. Así como dentro el área delimitada por las coordenadas arriba mencionadas la forma del distrito es algo irregular siendo ampliamente determinada por la frontera con Perú y el límite oeste del basamento guyanés autóctono. Se recomienda para un futuro desarrollo de GIS y la base de datos relacionada que deberían comprender la entera área del Batolito de Zamora.

La geología del Distrito Minero de Zamora (Figs. 2.1 y 2.2) está basada esencialmente en el mapa geológico de reconocimiento del sur del Ecuador escala 1:500000 producido durante el Proyecto de la Cordillera Real (Litherland et al., 1994). 56% del área está cubierta por las hojas de mapas geológicos 75 (Gualaquiza) 76 (Paquisha) y 77 (Zamora) y éstas fueron selectivamente utilizadas. Adicionalmente mapas mineros y de exploración realizados por compañías mineras fueron ampliamente utilizados para revisar la geología del cinturón de Nambija y el campo minero de Pachicutza. El siguiente sumario de la geología regional está basado esencialmente en el mapa geológico escala 1:500000 e informe descriptivo acompañante de Litherland et al. (1994).

2.2 Ambiente tectónico

El distrito minero Zamora está definido por la extensión del batolito de Zamora, el cual está emplazado dentro del cratón guyanés, al Este del collage de los terrenos Paleozoicos a Mesozoicos los cuales comprenden la Cordillera Real. El lado Oeste del Cratón guyanés está definido por la falla de cabalgamiento Palanda y más al Norte por la Falla Regional Cosanga. Litherland et al. (1994) ha identificado y definido el cinturón Sub-Andino de Cabalgamiento entre la Falla Cosanga y la subparalela Falla Sub-Andina, 5-15 km hacia el Oeste. La prolongación hacia al Sur de este cinturón de cabalgamiento se amplió sobre el Batolito de Zamora en una serie de fallas mayores de dirección N-S las cuales dividen esencialmente el indeformado complejo granitoide en tres segmentos tectónicos. Desde el Este al Oeste estos segmentos están designados como subdistritos mineros de Gualaquiza, Cumbaratza y Zumba.

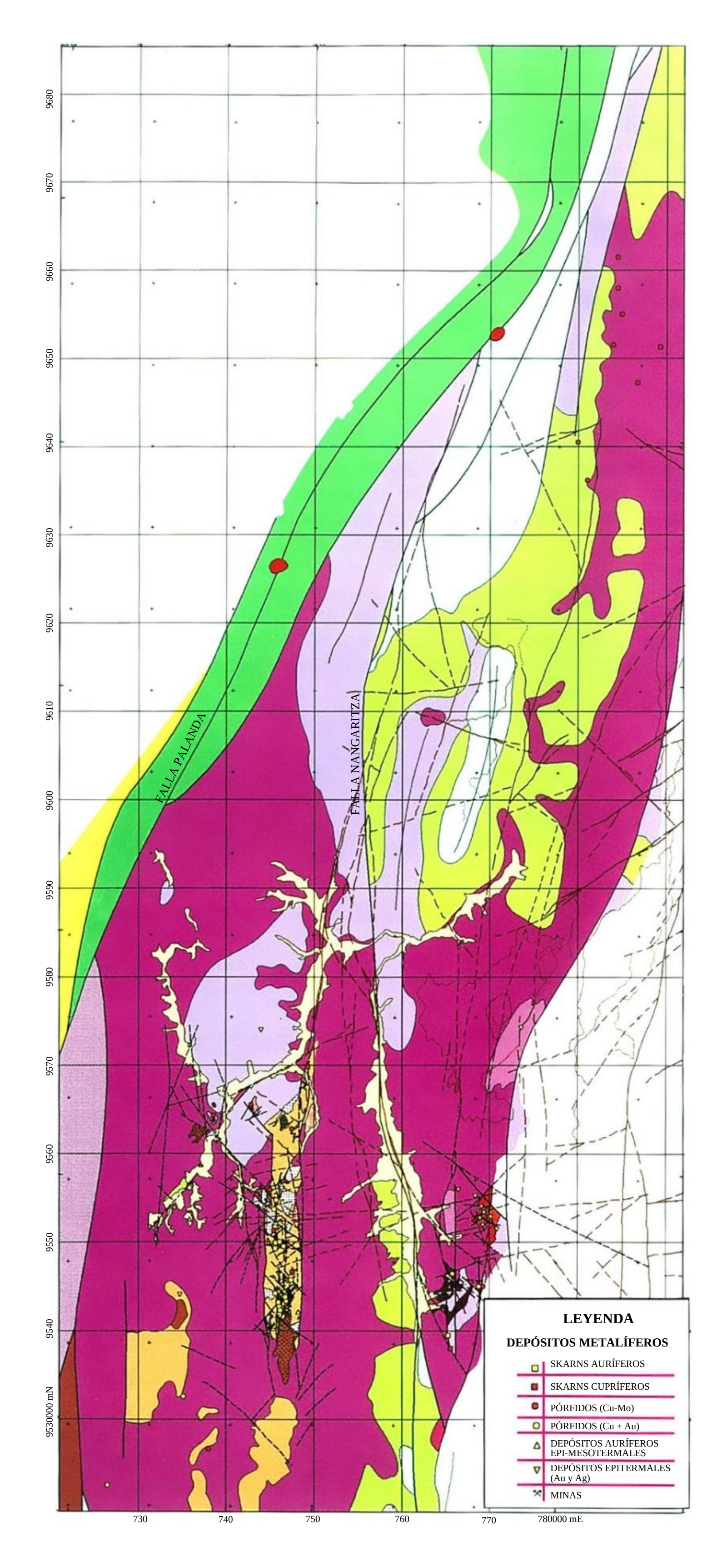


Figura 2.1 Mapa geológico simplificado del Distrito Zamora basado en los mapas geológicos de la CODIGEM (Hojas 1 y 2 @ 1:100000), el mapa de la parte sur de la Cordillera Real (@ 1:500000) (Litherland et al., 1994) y mapas geológicos a diferentes escalas de varias compañías mineras. Para la leyenda ver la Figura 2.2.

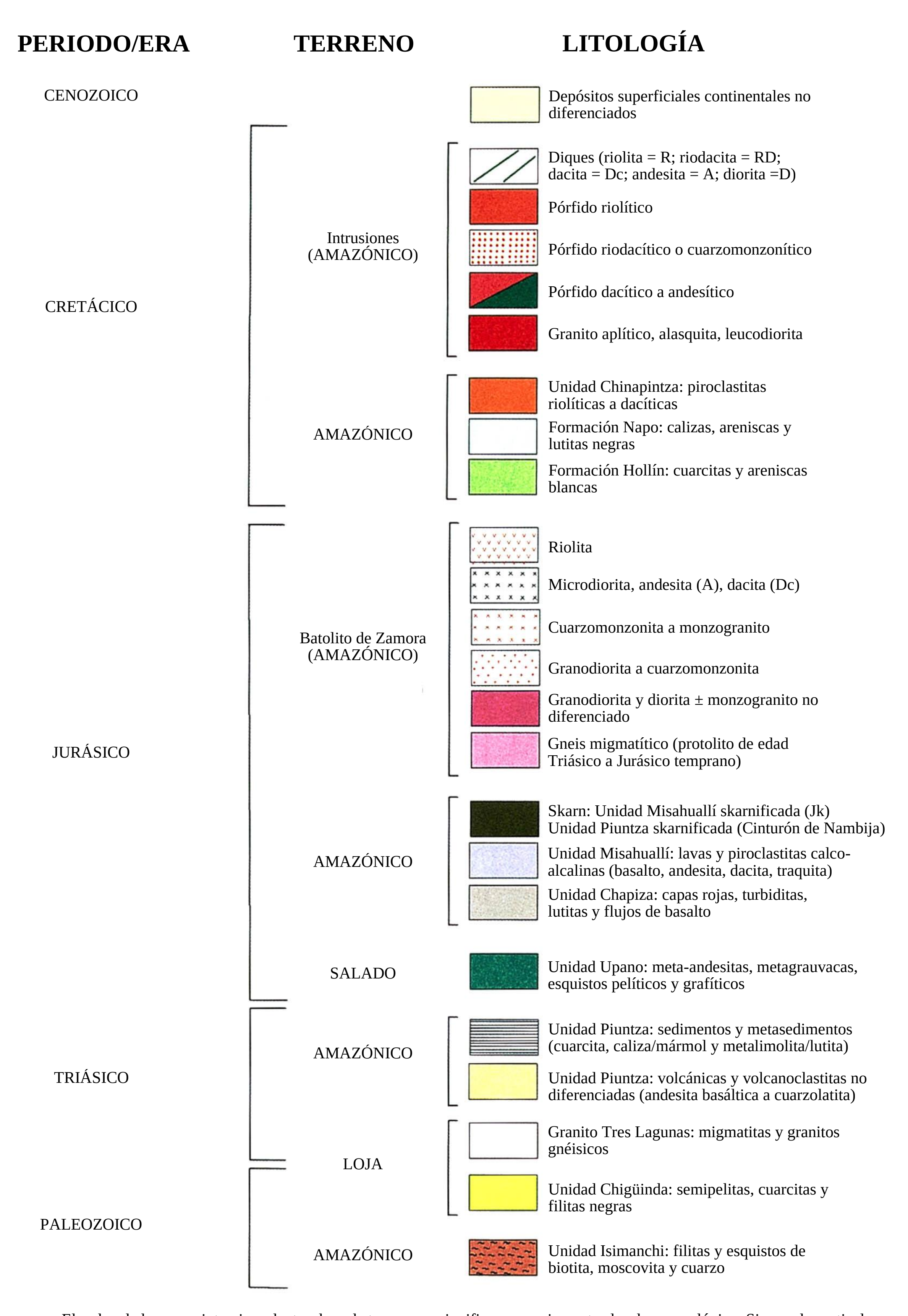


Figura 2.2 Leyenda estratigráfica generalizada de cada terreno litotectónico del Distrito Zamora

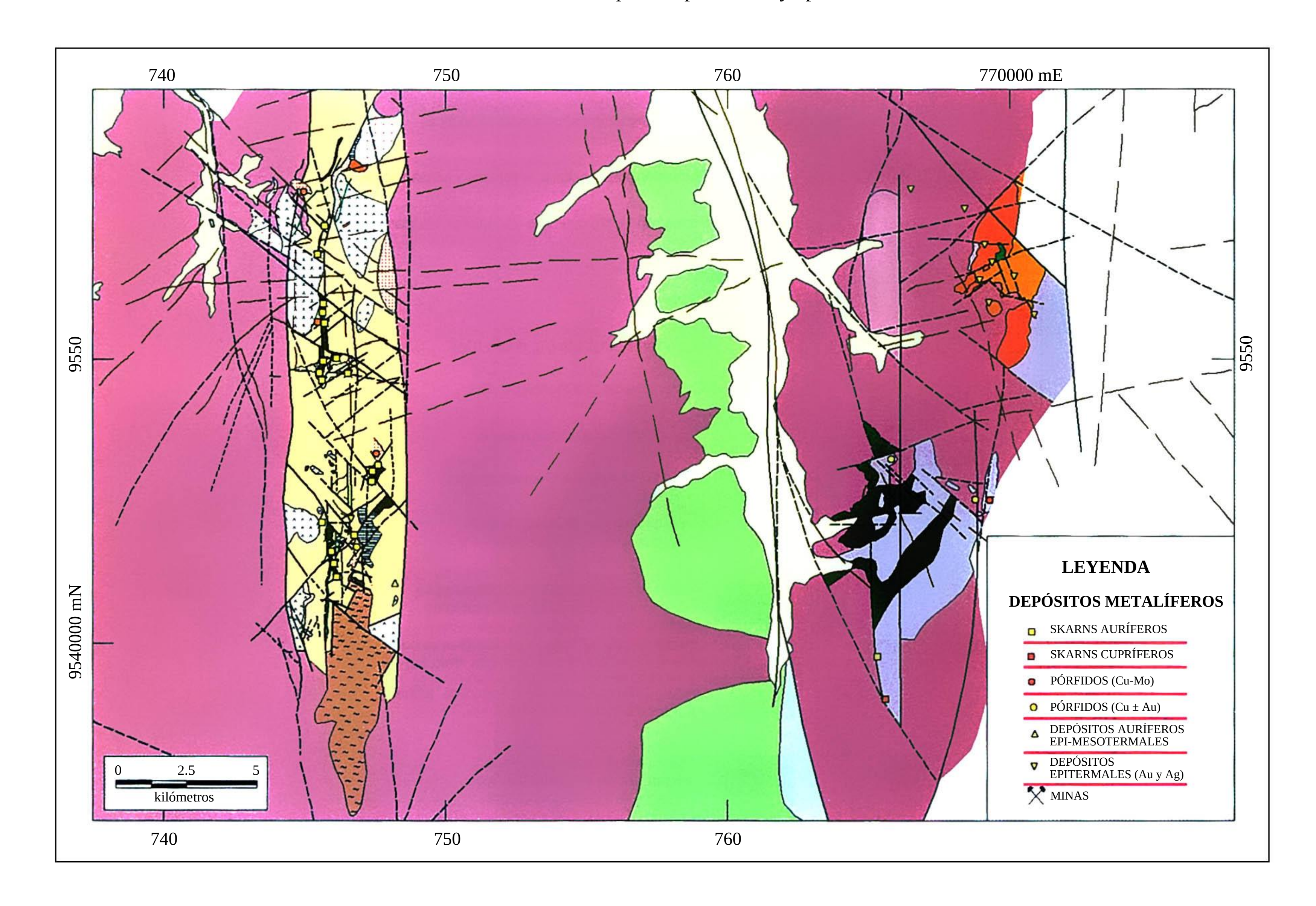


Figura 2.3 Mapa geológico del sector minero principal dentro del Distrito Zamora. Cinturón de Nambija y Campo Mineral Pachicutza. Ver la leyenda estratigráfica en la Figura 2.2

El Batolito de Zamora es uno de un conjunto de esencialmente tres alargadas, indeformadas y no metamorfizadas intrusiones granitoides con edad Jurásica, las cuales ocurren sobre el Cratón guyanés formando el Cinturón Sub-Andino, el cual está asociado con las rocas volcánicas de la unidad Misahuallí (Litherland et al., 1994). Desde el Norte al Sur ellos comprenden: el Plutón Rosa Florida, el granito de Abitagua, y el cuerpo más grande del Batolito de Zamora en el extremo Sur-Este. Estos intrusivos corresponden a granitoides de tipo-I cordillerano asociado con un arco volcánico. Afloramientos de los esquistos Isimanchi ocurren como enclaves o plataformas en el batolito, mientras las rocas volcanosedimentarias de la unidad Piuntza forman claramente un amplio techo erosionado y moderadamente plano, localmente preservado en los terrenos topográficamente elevados. Existen también extensas áreas de los volcánicos Misahuallí sobreyaciendo o asociados con el batolito. Sedimentos marinos superficiales y epicontinentales del Cretácico sobreyacen discordantemente al ampliamente variable substrato que incluye una asociación del arco magmático. Una fase cretácica a cenozoica de magmatismo produjo pequeñas áreas de cobertura volcánica y un rango de intrusivos hipoabisales, así como también la mayoría de la mineralización metalífera en el distrito.

2.3 Cratón guyanés

2.3.1 Litologías pre- a syn-batolíticas

Durante el Paleozoico, el Cratón guyanés fue el lugar de deposición de las indeformadas Formaciones Pumbuiza y Macuma (Levantamiento Cutucú) y de la unidad metamórfica Isimanchi dentro del distrito Zamora. La Unidad Isimanchi forma un cinturón en el subdistrito de Zumba, el cual esta acuñado hacia el Norte por el sobre-cabalgamiento de las migmatitas Sabanilla en el Oeste y por el Batolito de Zamora con edad Jurásica al Este, a lo largo del cual las rocas de la unidad Isimanchi están intensamente silicificadas y corneanizadas. Al Este de este cinturón principal está solamente presente como un techo colgante o plataforma aislada. La unidad Isimanchi comprende filitas, esquistos, mármoles y metavolcánicos. Análisis paleontológicos indican edades del Carbonífero al Triásico lo cual puede estar correlacionado con la Formación Macuma del Pensilvaniense Inferior a Pérmico.

La **Unidad Piuntza** de edad Triásico medio a superior se presenta como un techo colgante limitado en el subdistrito de Cumbaratza del Batolito de Zamora. Está esencialmente constituida por una secuencia indeformada buzando con bajo ángulo de volcanosedimentos continentales/marinos los cuales sobreyacen discordantemente a la Unidad Isimanchi. Litológicamente la unidad Piuntza comprende calizas, una variedad de lutitas calcáreas, limolitas y arenitas con componentes tobáceos/volcanoclásticos, tobas granudas a finas, flujos volcánicos y brechas de composición andesítica-basáltica a cuarzo latitas (dominantemente andesita-dacita). En el cinturón de Nambija la fracción volcánica se incrementa hacia el Norte siendo difícil diferenciarla de la Unidad Misahuallí con edad Jurásica. En efecto, una importante revisión de la geología ha sido la reasignación de los volcánicos del cinturón María Elena, localmente skarnificados en el campo minero Pachicutza, a la unidad Misahuallí. El contacto metamórfico de las litologías de la unidad Piuntza ha producido corneanas, cuarcitas, y localmente skarns con contenido de oro y mármoles. Litherland et al. (1994) indican la aparente y mutua exclusividad de la unidad Piuntza con la Formación Santiago, de edad Jurásico Inferior, hacia el Norte lo cual sugiere deposición en una cuenca restringida en el basamento. Al respecto, la unidad Piuntza tiene muchas similitudes con otras fosas tectónicas marinas (“rift”) del Triásico en Sudamérica (Suárez y Bell, 1992). Litherland et al. (1994) también enfatizan que la unidad Piuntza es esencialmente indeformada y cratónica en contraste con las migmatitas de alto grado Sabanilla de edad similar dentro de la División Loja la cual aflora al Oeste de la Falla Palanda.

La **Unidad Chapiza** con edad Jurásica a Cretácica Inferior comprende una sucesión de sedimentos clásticos no metamórficos de tipo continental buzando con bajo ángulo, los cuales forman la Cordillera de Cutucú. Esta unidad también ocurre en el campo minero Pachicutza donde irregularmente está sobreyacida por los volcánicos Misahuallí. La unidad Chapiza es una típica secuencia de capas rojas de lutitas, areniscas, conglomerados con evaporitas delgadas y limolitas tobáceas localmente depositados. La unidad Chapiza sobreyace o al menos es en parte una facies equivalente a la Formación Santiago.

La **Unidad Misahuallí** comprende principalmente rocas volcánicas calco-alcalinas, las cuales están relacionadas con los principales Batolitos jurásicos de la zona Sub-Andina. Las rocas volcánicas de la unidad asociadas con el Batolito de Zamora, han proporcionado edades de 230 a 143 Ma (Litherland et al., 1994). Litológicamente la unidad consiste en basaltos, lavas andesítico-dacíticas y piroclásticos con pocos o sin sedimentos interestratificados, pero en muchos lugares asociados con intrusiones porfídicas subvolcánicas. Las rocas volcánicas de este arco magmático continental están interpretadas como acuñamientos hacia al Este con el basamento Oriental (Bankwill et al., 1991) y pasa generalmente hacia el Oeste a través de la sutura Cosanga-Palanda a la unidad Upano del terreno Salado.

2.3.2 Batolito de Zamora

El Batolito de Zamora tiene más de 200 km de largo y 50 km de ancho, siendo segmentado en tres por las Fallas de La Canela y Nangaritza con dirección N-S. Este comprende un complejo de intrusivos multifase dominantemente constituido por series de magnetita de granodioritas hornbléndicas-biotíticas y dioritas hornbléndicas. Granodioritas hornbléndicas con megacristales de feldespato potásico y cuarzo-monzodioritas con megacristales de pertita rosa son comunes en el área de Guaysimi-Pachicutza. Existen también intrusivos subvolcánicos finamente granulados los cuales pueden estar asociados comagmáticamente con los volcánicos Misahuallí. La mayoría de ellos incluyen microdioritas y pórfidos de hornblenda ± feldespato de composición cuarzodiorítica a monzodiorítica. Las fases del Batolito de Zamora más desarrolladas incluyen stocks de monzogranitos y cuarzomonzonitas con biotita y moscovita las cuales son raramente tardías y están mineralizadas localmente.

En el programa de dataciones de Rb/Sr emprendido por Litherland et al. (1994) en cuatro grupos de muestras se obtuvieron las siguientes edades de isócronas: 246 ± 17 Ma (Río Pituca), 198 ± 34 Ma (área de Paquisha), 187 ± 2 Ma. (área de La Paz) y 144 ± 35 Ma. (Sur de Palanda). Las más antiguas edades tienen valores de MSWD mucho más altos. Litherland et al. (1994) considera que 187 ± 2Ma del área de la Paz es lo más confiable. Edades en K-Ar fueron también obtenidas las cuales indican un evento isotópico mayor ocurrido alrededor de 190-170 Ma. El mayor rango de edades para la evolución en la composición del cuerpo granitoide es probablemente 190-144 Ma. (i.e. Jurásico tardío a medio), el cual se extendió sobre un período de alrededor de 46 Ma. La duración de la actividad plutónica es comparable a otros ejemplos bien documentados de los Andes como el Batolito Costero del Perú (105-55 Ma y 33-12 Ma; Cobbing et al., 1981). La edad de la mineralización tipo pórfido es más o menos coincidente con la última fase de actividad magmática (ej. 157-141 Ma, ver secciones 3 y 4).

2.3.3 Litologías post-batolíticas

La evolución del Cretácico a Cenozoico del distrito incluye la deposición de 80-240 m de potencia de la **Formación Hollín** de edad Albiano-Aptiano. representado por las características areniscas blancas y cuarcitas las cuales sobreyacen discordantemente al Batolito de Zamora, a la unidad Misahuallí y otras unidades antiguas. Ésta fue seguida con la deposición de la **Formación Napo** la cual comprende calizas grises oscuras, lutitas negras y arenisca con 200 a 600 metros de potencia con edad Albiana a Maestrichtiana. Las dos unidades son derivadas desde el Este (Baldock, 1982). Fuera del distrito estas unidades están sobreyacidas por la **Formación Tena** con 250 a 1000 metros de potencia la cual comprende capas rojas fluviales a lacustres y representan el retiro del océano y el inicio de un ambiente continental de deposición derivado de la proto cordillera Andina durante el Maestrichtiano tardío a Paleoceno (Wilkinson, 1982). Estas secuencias de cobertera están virtualmente imperturbadas sobre el cratón plegado, fallado y foliado en el cinturón Subandino. En el área del Batolito de Zamora los rebanados tectónicos de la foliada Formación Napo ocurren a lo largo de la Falla Canela. La **Unidad Chinapintza** es una nueva unidad comprendida por volcánicos silíceos a intermedios con intrusiones subvolcánicas relacionados en el campo minero de Pachicutza del subdistrito de Gualaquiza, es al menos en parte contemporáneo con la Formación Napo. Los volcánicos son en su mayoría subaéreos los cuales sugieren que esta fase de magmatismo fue coincidente con el fallamiento en bloques durante el inicio de la proto-cordillera Andina. La historia cenozoica del Oriente es dominada por la sedimentación en el tras-arco continental.

2.3.4 Estructura

La estructura del Distrito de Zamora está dominada por la falla/sutura regional de cabalgamiento Palanda, la cual define el frente Subandino y las fallas biseladas con tendencia N-S (La Canela y Nangaritza) las cuales subdividen el batolito. Las fallas regionales de Palanda y Cosanga definen el límite Este del tectonometamorfismo Andino caracterizado por fábricas penetrativas y asociaciones metamórficas. El Cratón guyanés y la secuencia de cobertura al Este de esta línea exhiben una distribución heterogénea del esfuerzo, caracterizada por las ampliamente espaciadas zonas estrechas de cizalla y falla de cabalgamiento entre las cuales la deformación ha sido limitada por un suave plegamiento o alabeamiento, acompañado por fallamiento en bloques. Las Fallas de La Canela y Nangaritza son ejemplos de cómo localizar zonas de alto esfuerzo las cuales alojan pequeñas rebanadas tectónicas de las Formaciones Napo y Hollín.

El batolito está limitado por fallas hacia el Este (Falla El Cóndor) donde está yuxtapuesto contra los volcánicos Misahuallí y los similares lineamientos subparalelos de fallas con dirección N-S (ej. Coangos-Namangoza al Sur de Macas y Patuca) continúa hacia el Este tan lejos como el frente Cutucú-Galeras en el lado Este de las sierras Subandinas. La mayor parte del acortamiento Andino ha sido acomodado por subcabalgamiento del cratón guyanés debajo de la Cordillera Real a lo largo del frente antepaís subandino de cabalgamiento.

Interpretaciones de las imágenes satélites RADARSAT muestran que el distrito Zamora está segmentado por fallas con tres orientaciones principales.

(i) Estructuras regionales con dirección Andina (dominantemente con rumbo N-S o NNE-SSW) las cuales representan terrenos litotectónicos limitantes y son el principal control del magmatismo, metalogénesis y patrones de sedimentación. Existe una tendencia para estas estructuras y fallas de segundo orden de la misma orientación a bifurcarse hacia al Sur formando series terminales imbricadas de fallas de abanico (cola de caballo) con dirección SSE a SE. Existe evidencia para lazos sigmoides peldañados a la derecha y/o dúplexes, lo cual implica un componente lateral del movimiento dextral compresional (transpresional) o sinistral extensional (transtensional).

(ii) Fallas de segundo orden con dirección NE-SW a ENE-WSW las cuales están comúnmente truncadas por estructuras N-S y localmente forman enlaces entre ellos.

(iii) Fallas de segundo orden con lineamientos WNW los cuales son complementarios (y localmente conjugados) a los grupos de fallas con direcciones NE a ENE que mutuamente se interceptan. Sin embargo, las fallas WNW parecen estar localizadas en distintas subáreas en contraste con las estructuras NE/ENE las cuales cortan o aparecen no estar afectadas por las fallas con dirección N-S.

Estructuras NNW-SSW que no tienen una conexión aparente con las estructuras regionales N-S las cuales probablemente son localmente importantes. Fallamientos E-W no están bien desarrollados y comparativamente no son importantes.

El Sistema de Fallas Palanda-El Cóndor el cual envuelve totalmente el Batolito de Zamora tiene una gruesa geometría de dúplex en un plano de vista, el cual bajo un campo de esfuerzo lejano dirigido a NE-SW a EW (i.e. régimen dextral transpresional), el mismo que podría corresponder a una doble compresional o estructura positiva de flores.

Del patrón tectónico y vectores transpresionales de fallas con direcciones N-S de La Canela y Nangaritza se infiere que se tratan de fallas inversas oblicuas dextrales. Sin embargo, dentro del distrito Zamora la evolución tectónica fue seguida en el Cretácico por la acreción Peltetec-Palenque y fue complicada por la formación de la Deflexión de Huancabamba la cual introdujo un dominio extensional.

Una significante característica del Distrito de Zamora es la ocurrencia del graben o semi-graben con dirección N-S como tipifican los cinturones de Nambija y María Elena, donde las rocas de edad pre- a syn-batolítica son preservadas de techos colgantes parcialmente skarnificados, limitados por fallas. Diques a lo largo de las fallas del graben con edad Cretácica media (ver Cap. 4) indican que existió una fase tectónica extensional/transtensional entre el evento colisional de Peltetec y el cese de la deposición de las formaciones Napo y Tena coincidentes con la acreción del terreno Piñón y levantamiento de la Cordillera Real.

2.3.5 Mineralización metalífera

Ocurrencias minerales en el distrito minero de Zamora están directamente relacionadas con la actividad magmática y/o el fallamiento. Diferentes tipos de depósitos han sido documentados (Goossens, 1972; Gemuts et al., 1992; Litherland et al., 1994; Paladines y Rosero, 1996; presentes estudios). Ellos incluyen:

2.3.5.1 Mineralización tipo pórfido Cu-Mo: Las mejores ocurrencias conocidas yacen en el cinturón Nambija (Cumay 2, San Eduardo, David, etc.: ver Cap. 4) y en el extremo Norte del batolito de Zamora (San Juan Bosco: ver Cap. 3). Otras indicaciones de pórfido de Cu-Mo identificado en las partes centrales y Sur del batolito son espacialmente asociados con, o emplazados en, los techos colgantes de la unidad Piuntza (El grupo porfídico del Plateado ej. La Esperanza) y los volcánicos Misahuallí (ej. Prospecto Raissa).

2.3.5.2 Mineralización tipo porfídica de Cu-Au ± Mo: Existen un número de prospectos de Pórfido de cobre donde oro ± plata están asociados con el cobre o presente en la envoltura exterior de la mineralización exocontacto. Estos incluyen el pórfido Tumi (Cerro Colorado) en el sector Sur del cinturón de Nambija (ver Cap. 4) y los pórfidos de El Hito-Santa Bárbara en los campos mineros de Pachicutza (ver Cap. 5), Augusta y probablemente Shamataka en el sector Sur del distrito.

2.3.5.3 Depósitos de skarn cupríferos: Estos depósitos mayormente ocurren en los techos colgantes de los volcánicos Misahuallí (María Elena, Namirez, Kutucus) y dentro de los volcánicos de la unidad Piuntza en la mitad septentrional del cinturón de Nambija (Zumbi y Campanillas Oeste). Estos skarns pueden también portar menores cantidades de oro.

2.3.5.4 Depósitos epitermales de baja sulfuración alojados en skarn: Este grupo está casi enteramente alojado en sedimentos tobáceos y/o calcáreos variablemente skarnificados del cinturón de Nambija. La mineralización es principalmente estratoligada a pesar de la localización de mena, está estructuralmente controlada. Este grupo de depósitos de "skarn de oro oxidado" hecho famoso por los skarns auríferos de Nambija el cual fue extensamente explotado y todavía quedan reservas substanciales. Existen cuatro grupos principales de depósitos en el cinturón, estos son: Nambija (el Arco, El Playón, El Diamante, El Tierrero y Mapasingue-Goldstar) en el sector central Oeste del cinturón, Nambija Sur (Tumi y Sultana del Cóndor), Guaysimi Alto que incluye los prospectos de Cerro Banderas y la Escondida en la porción Este central y Nambija Norte que incluye Campanillas, Rumiñahui (Katy), Cambana, La Fortuna y Cumay 1 (ver Fig. 4.1).

2.3.5.5 Depósitos epi-mesotermales transicionales relacionados con skarn: El prospecto Ana en el lado Oeste del cinturón de Nambija es el único ejemplo conocido de este tipo de mineralización (Fig. 4.1). Tiene muchas semejanzas con los depósitos de "skarn aurífero reducido".

2.3.5.6 Mineralización epitermal de baja sulfuración en vetas y brechas: Estos depósitos contienen significantes cantidades de Au-Ag y metales bases. Los mejores depósitos conocidos de este tipo ocurren en el campo minero de Chinapintza donde están asociados a centros volcánicos del Cretácico medio a tardío. Las rocas encajantes incluyen el Batolito de Zamora, intrusiones porfídicas subvolcánicas y volcánicos subaéreos de composición félsica a intermedia. El sistema de vetas tiene una considerable extensión lateral e incluye minas/prospectos de Biche (S) y Tres Cerritos (N). Otros depósitos epitermales de este tipo incluyen Piuntza, Jardín del Cóndor y Cerro Quemado. Fallas de dirección N-S dentro del cinturón de Nambija también contienen indicios de mineralización epitermal polimetálica rica en Au-Ag, ej. Brecha, Cumay 2.

3

GRUPO DE PÓRFIDOS SAN JUAN BOSCO

3.1 Introducción

El pórfido de cobre-molibdeno San Carlos es uno de los prospectos de pórfido de cobre y relacionados, identificados en la parte Norte del Batolito de Zamora durante los últimos años por Gencor/Billiton. Estos pórfidos, colectivamente descritos como el Grupo de Pórfidos San Juan Bosco, están situados dentro del subdistrito Gualaquiza-Pachicutza del Distrito Minero Zamora. Los depósitos conocidos de skarn-pórfido de cobre están situados a los dos lados del encajonado valle del Río Zamora, en la parte norte más expuesta del Batolito de Zamora, entre las latitudes 3°00' y 3°17' S (Fig. 2.1). En este sector, los afloramientos del batolito están confinados a un estrecho corredor limitado por fallas de 7-12 km de ancho. Seis prospectos porfídicos aparecen en el lado Oeste del río, en un área cubierta a parches por las cuarcitas buzantes al Oeste, de la Formación Hollín, y rodeados por un abanico de fallas de dirección SSW de la Falla Nangaritza. De Norte a Sur estos prospectos incluyen San Luis, La Florida, San Miguel, Panantza, San Marcos y Sutzu (Fig. 2.1). Todos ellos están expuestos a altitudes entre 1000 y 1600 msnm.

El pórfido San Carlos está situado a una altitud inferior (ca. 800-1350 m) en el lado Este del Río Zamora, entre sus tributarios Akerones, por el Norte, y Apondios, por el Sur (Fig. 2.1). 4 km más al Este, el batolito está fallado contra las volcanitas calco-alcalinas comagmáticas Misahuallí, que alojan el prospecto de skarn de Cu de Kutucus (5 km al NE del prospecto San Carlos). Un borde de esta misma unidad volcánica ha sido también exhumado entre las fallas en abanico del sistema de fallas Nangaritza, que rodea el lado Oeste del corredor en el que aflora el batolito.

3.2 Pórfido Cu-Mo de San Carlos

3.2.1 Trabajos realizados

San Carlos fue seleccionado por ser el prospecto más explorado y mejor conocido del grupo de pórfidos San Juan Bosco. Han sido realizados estudios geológicos, de geoquímica de suelos y geofísicos que fueron seguidos por dos fases de perforación de sondeos. Hasta la fecha, el cuerpo mineralizado ha sido perfilado por 25 sondeos que han bajado a una profundidad máxima de 305 metros. Últimamente el esfuerzo exploratorio se ha enfocado en el potencial supergénico de leyes más altas.

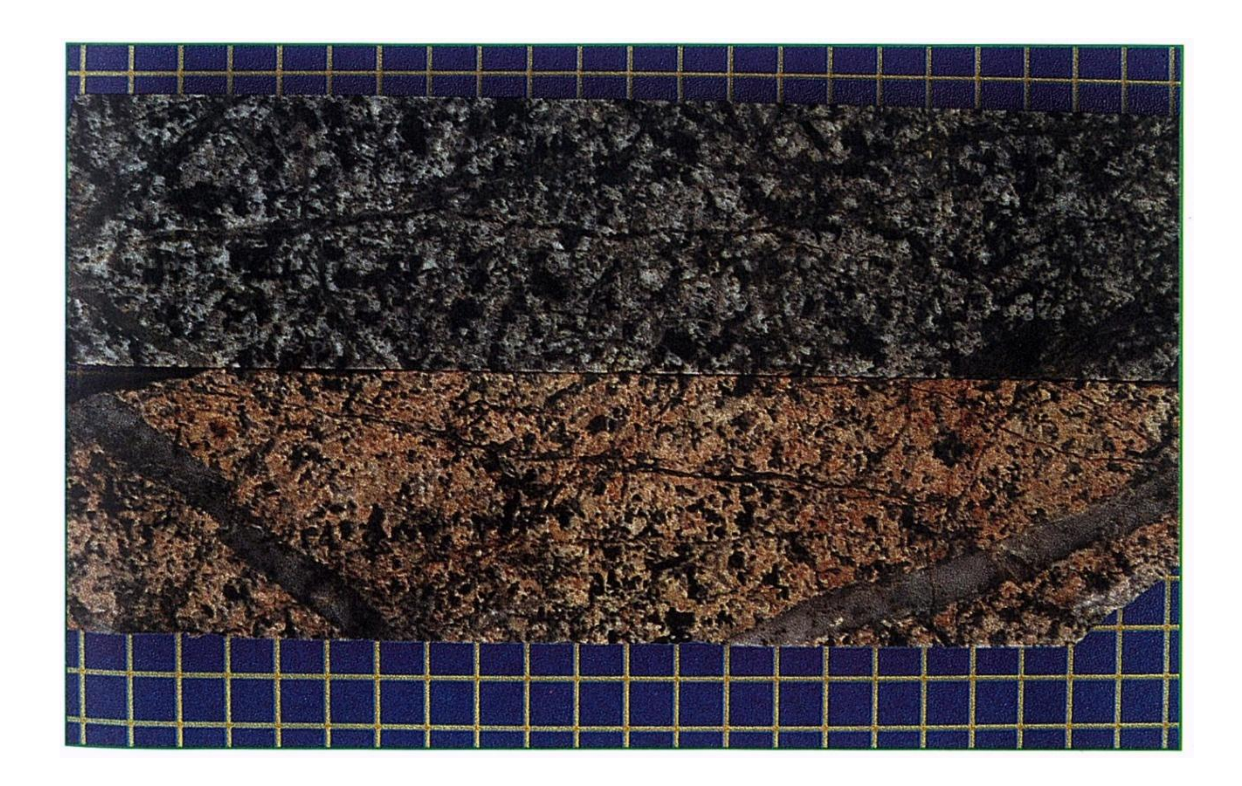


Foto 3.1 Núcleos de sondeo SC-09, profundidades 247.0 m sup. y 2607 m inf., Pórfidos de San Carlos, Grupo de Pórfidos San Juan Bosco. Granodiorita biotítica de grano grueso con vetillas de "stockwork" (cz + py + cp ± mo). La muestra es de color rosado debido a la alteración próxima a una zona de cizalla tardía con clorita carbonato-pirita. La cuadrícula es centimétrica



Foto 3.2 Núcleos de sondeo SC-03, profundidad 292.9 m del pórfido de Cu-Mo de San Carlos, Grupo de Pórfidos San Juan Bosco. Granodiorita enteramente silicificada con fracturas de "stockwork" con calcopirita subrayado por alteración potásica

Los estudios realizados durante esta evaluación incluyen el examen de los núcleos de cuatro sondeos (SC-03, SC-05, SC-08 y SC-09) perforados durante la primera fase de sondeos, y la realización de una sección geológica en la Quebrada La Gorra, que corta el centro del prospecto. Un total de 62 espectros del PIMA fueron tomados de los núcleos de dos sondeos (SC-03 y SC-05) y otros 24 espectros adicionales se realizaron de muestras de mano. Se recogieron y examinaron 36 muestras de núcleos de sondeos y 10 de muestras de mano de la Quebrada La Gorra.

3.2.2 Cronología

Las dataciones de K-Ar en sericita del pórfido de cobre San Carlos, realizadas por Billiton, dieron una edad de 145 ± 5 Ma. Una edad similar de K-Ar, de 157 ± 5 Ma, fue obtenida, durante esta investigación, de hornblenda de la última fase porfídica mineralizada, confirmando una edad del Jurásico Superior para la mineralización porfídica. Las edades obtenidas por Litherland et al. (1994) para el Batolito de Zamora son mayoritariamente de un rango de 200-150 Ma (K-Ar: 145-195 Ma; Rb-Sr: 144-198 Ma con la isócrona mejor ajustada en 187 ± 2 Ma). Las edades menores de 150 Ma fueron consideradas reajustes por Litherland et al. (1994). Parecería a pesar de todo que el emplazamiento del Pórfido San Carlos es más o menos coincidente con la última fase de actividad magmático-hidrotermal del batolito.

3.2.3 Geología

El cuerpo mineral actualmente definido es subcircular en planta y mide 1.65 km de N a S y hasta 1.17 km de E a W. La mineralización está centrada en las intrusiones porfídicas subvolcánicas agrupadas dentro de la fase granodiorítica gruesa precursora del batolito (Figs. 3.1 y 3.2). La mineralización de pórfido está ampliamente delimitada por la extensión del desarrollo del “stockwork” y la geoquímica de suelos y rocas. La geoquímica de suelos indica una extensión hacia el Sur que ya ha sido comprobada con perforaciones (Fig. 3.3). Las dimensiones reales del sistema porfídico pueden ser, por tanto, de 2.1 km N-S y 1.25 km E-W (una superficie de ca. 2.6 km^2). Varias chimeneas de brechas y diques de cantos han sido citados también alrededor de la periferia de la anomalía de cobre (J. Coder, com. per.). Según Billiton (1999) se han reconocido 4 fases de intrusión:

(i) Una fase intrusiva mineral temprana de cuarzo monzonita-monzogranito expuesta en las partes altas (>1150 msnm) y en el extremo Sur del área mineralizada.

(ii) Una fase intermineralización de cuarzo monzonita/monzodiorita que aflora como un cuerpo elongado N-S en las partes bajas del lado Este del prospecto.

(iii) Una fase intermineralización de diques de pórfido de hornblenda tardi-mineralización, de dirección predominante NNW, con composición dominante de cuarzo monzodiorita subleucocrática. Este cuerpo tiene hasta 250 m de anchura y puede seguirse al Norte por más de 2 km desde la parte central-sur del prospecto hasta el área sin mineralizar al Norte del Río Akerones.

(iv) Diques de microdiorita paralelos controlados por fallas, post-mineralización (<40 m de anchos) con rumbo NE-SW y buzamiento alto al NW. Las láminas de pórfido de hornblenda-feldespato no mineralizadas, de composición monzodiorítica cortadas en el sondeo SC-05 pueden pertenecer a este conjunto.

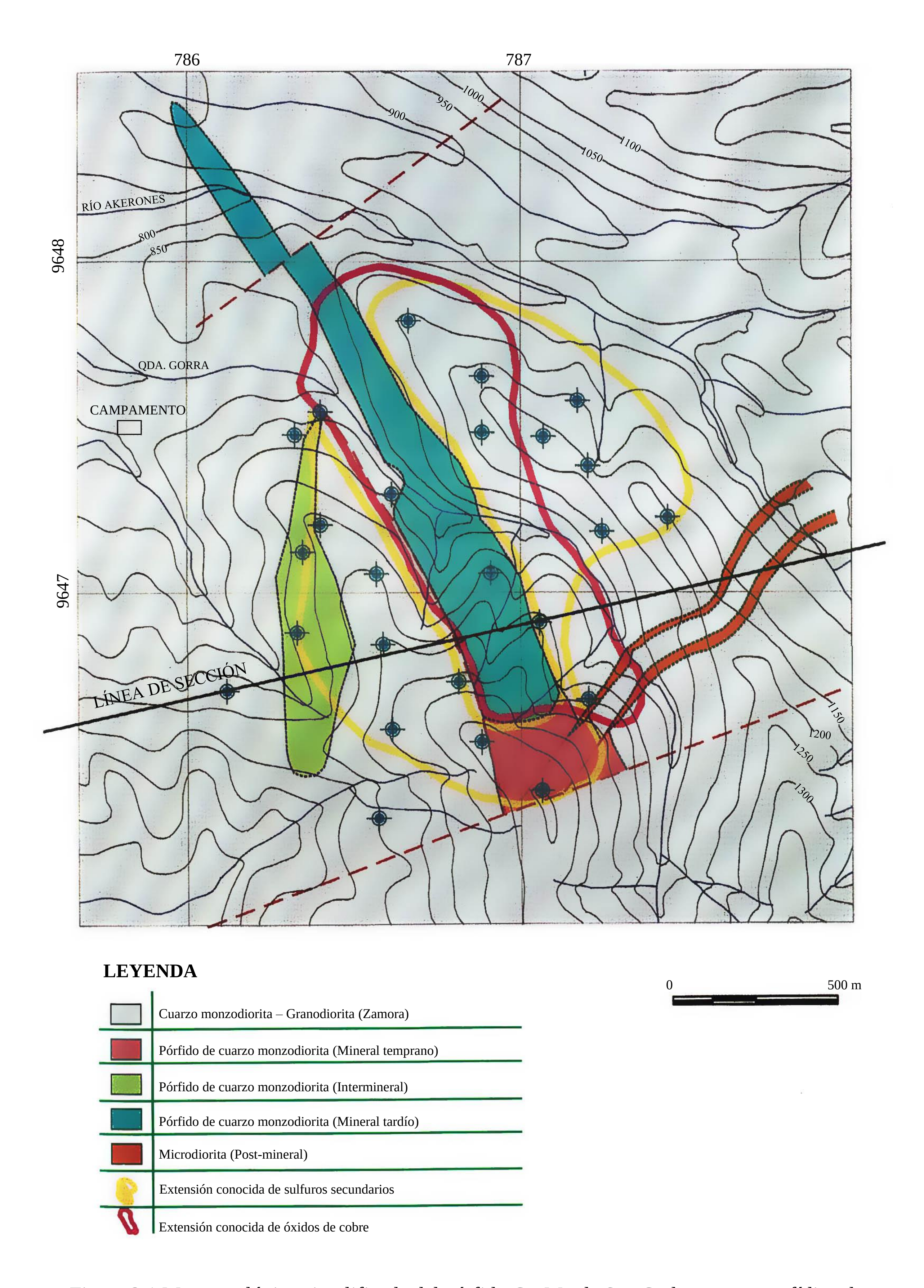
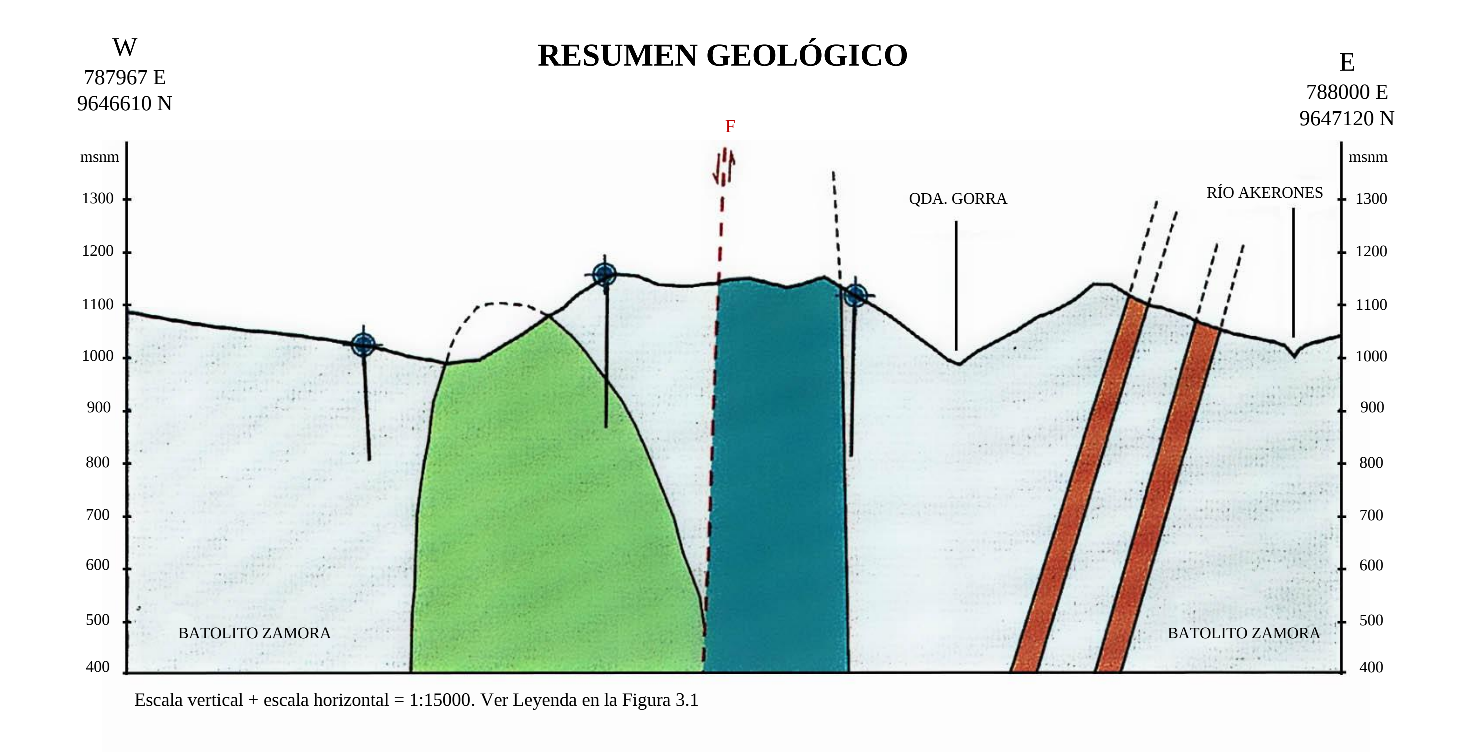


Figura 3.1 Mapa geológico simplificada del pórfido Cu-Mo de San Carlos, grupo porfídico de San Juan Bosco. Reproducido con permiso de Billiton Ecuador B. V.



RESUMEN DE MINERALIZACIÓN

W
787967 E
9646610 N

Extensión conocida de mineralización supergénica

E
788000 E
9647120 N

F

msnm

QDA. GORRA

RÍO AKERONES

1300, 1200, 1100, 1000, 900, 800, 700, 600, 500, 400

Escala vertical + escala horizontal = 1:15000

HIPOGÉNICA Cu > 0.5% **HIPOGÉNICA** 0.2% < Cu < 0.5% **HIPOGÉNICA** 0.1% < Cu < 0.2%

0 500 m

Figura 3.2 Secciones transversales de lo geología y la mineralización (línea de corte de la Figura 3.1) del pórfido de San Carlos, grupo porfídico de San Juan Bosco, sub-distrito Gualaquiza. Reproducido con permiso de Billiton Ecuador B. V.

Las edades relativas han sido determinadas principalmente por sus relaciones de corte, mientras que el estatus de la fase intermineral comparativamente aislada está basado en las características de la alteración. Otras fases intrusivas menores que han sido identificadas incluyen diques estrechos de andesita feldespato fírica (sondeo SC-09), microporfiroides riodacíticos y aplitas (cuenca alta de la Quebrada La Gorra y sondeo SC-09).

El precursor de granodiorita biotítica tiene en su mayor parte una textura granular hipidiomórfica gruesa uniforme, pero localmente pasa de forma gradual a variantes con textura de dos fases de submegacristales o pseudoporfídica, originada por la infiltración invasora de una fase riodacítica microgranular. El contenido en máficos comúnmente varía entre 5 y 15% (media 8-10%) y está dominado por la biotita. Prismas conspicuos de hornblenda de hasta 1 cm de longitud (normalmente <0.8cm con b:c=2-6:1) se han reconocido en las muestras de mano, pero están totalmente ausentes en las láminas delgadas, aunque los grupos de biotita secundaria microcristalina y clorita indican un reemplazamiento mimético completo de la hornblenda. Estas hornblendas intensamente magnéticas – un rasgo común en la hornblenda – de la granodiorita biotítica se encuentran en cualquier lugar del Batolito de Zamora. Las facies muy gruesas de la granodiorita contienen hornblendas de hasta 1.5 cm de largo (media 0.6 cm). Los minerales máficos pueden exhibir localmente alineamiento preferencial que sugiere foliación de flujo syn-plutónica limitada. Esta foliación es principalmente subhorizontal y en los sectores donde está relativamente bien desarrollada está llena de autolitos máficos y pequeños xenolitos consanguíneos de melanodiorita, diorita, cuarzo microdiorita feldespato-fírica y andesita. La tendencia subhorizontal sugiere un ambiente de techo.

Las fases porfídicas tempranas a interminerales son variables en apariencia debido, en gran parte, a una alteración tan intensa que las texturas ígneas originales están virtualmente obliteradas, y sus características individuales no pueden ser adecuadamente distinguidas ni cuantificadas. Estas fases porfídicas pueden tener hasta un 45% de fenocristales, de ahí que hayan sido llamadas pórfidos abarrotados. La cuarzomonzonita puede contener hasta el 20% de ojos de cuarzo globulares (<1 cm) y fenocristales de feldespato (<0.8 cm). Cuando el cuarzo es el fenocristal predominante, la roca ha sido llamada pórfido de cuarzo en las descripciones de los sondeos. Las facies monzodioríticas más máficas pueden contener hasta el 30% de fenocristales de minerales ferromagnesianos ahora representados por biotita secundaria y clorita.

La más conspicua de las fases porfídicas es el dique mineral tardío de pórfido hornbléndico que atraviesa el cuerpo de granodiorita mineralizada. En contraste con la granodiorita y los pórfidos más tempranos, esta fase aparece bastante fresca y está caracterizada por la presencia de prismas alargados de hornblenda que muestran una zonación vertical preferente, con el eje-b inclinado paralelo a la dirección NNW del dique. Los prismas de hornblenda tienen una distribución de tamaño seriada (<1.3 cm; promedio 0.6-0.7 cm; b:c=6:1) y forman el 5-7% de la roca; el 4% de los mismos se reconocen como fenocristales. Localmente pasa a una facies más leucocrática (3-4% de hornblendas) con fenocristales de plagioclasa subhedrales (<0.6 cm de diámetro) con zonación oscilante y/o bordes de albita. Esta cuarzomonzonita está caracterizada por una susceptibilidad magnética constantemente alta (4-32 SI$\times10^{-4}$).

Las láminas de pórfido relacionadas con fallas cortadas en SC-05 no llevan mineralización en "stockwork" y son consideradas esencialmente de edad post-mineral. Los valores de Cu no exceden el 0.15% y gran parte se puede atribuir a la malaquita introducida por la removilización a lo largo de zonas de falla localmente argilizadas. Estos pórfidos varían desde dominados por el feldespato a dominados por la hornblenda. La población de fenocristales incluye un 4-15% de prismas de hornblenda parcialmente alineados (<1.5 cm; b:c=1.5-5:1), un 5-30% de plagioclasa equidimensional, euhedral a subhedral (<0.8 cm; media 0.5 cm) y unos pocos agrupamientos de cuarzo globular (<1%). La matriz, y localmente los fenocristales de feldespato, son marrones debido a la hematización. El teñido de hierro también afecta a los xenolitos parcialmente asimilados, las zonas de contacto y las pantallas intermedias de la granodiorita huésped.

3.2.4 Alteración

El patrón general de alteración del sistema porfídico San Carlos está formado por una zona central, caracterizada por alteración potásica, en la que el cobre llega a leyes >0.2%, que está rodeada por un amplio anillo de alteración sódico-cálcica (propilítica). Entre estos dos estilos de alteración dominantes hay una zona de alteración fílica estrecha y localmente discontinua. La zona central, en detalle, es mucho más compleja, con estilos de alteración que se superponen e interfieren y están relacionados a fases sucesivas de actividad magmático-hidrotermal. Así la alteración potásica está sobreimpresa variablemente por las asociaciones propilítica y fílica además de zonas locales de silicificación.

Las zonas fílica, argílica avanzada y silícea han sido conservadas en parches en las tierras altas (>1000 m) del sector NW. Los espectros del PIMA de muestras de esta área indican la presencia de sericita/moscovita, paragonita, illita, caolinita, halloysita y gibbsita. La presencia esporádica de gibbsita sugiere meteorización ácida más que alteración argílica avanzada.

El pozo SC-03, en el sector SW corta la granodiorita en su mayor parte, pero a los 230 m de profundidad entra en el pórfido intermineral. El contacto es difuso y, debido a la silicificación penetrativa, está marcado por una transición a través de 5 metros. La zona de techo del pórfido intermineral, entre 230 y 260 m de profundidad, muestra alteración fílica-argílica (illita-grupo caolín). Hacia abajo está caracterizado por la alteración fílica-propilítica (sericita-moscovita-fengita-illita-clorita intermedia) con alteración potásica controlada estructuralmente. El tramo sobre el contacto superior del pórfido intermineral presenta una zona mixta propilítica-potásica (feldespato K-flogopita- clorita magnésica e intermedia-epidota-dolomita), con un grado superior de alteración argílica secundaria. La mitad superior de la perforación muestra alteración argílica penetrativa, debido principalmente a los efectos supergénicos que aparentemente se superponen, esencialmente, a la asociación de alteración potásica con vestigios de minerales de alteración fílica-propilítica. Los efectos de la alteración supergénica pueden subdividirse en una zona superior de lixiviación por oxidación (0-95 m de profundidad) caracterizada por la presencia de halloysita (grupo del caolín) y una zona subyacente de enriquecimiento secundario débil (95-150 m) con leyes de cobre potenciadas por la presencia característica de illita-hidromoscovita.

El pozo SC-09. en el sector SE entra en la granodiorita cerca del contacto con el pórfido mineral tardío. Se puede dividir este tramo en tres zonas de alteración. Hasta la profundidad de 71 m, coincidente con el límite inferior de la zona de enriquecimiento secundario, la alteración propilítica es más fuerte que la potásica, mientras que bajo los 236 m la alteración potásica (feldespato K y flogopita/biotita) es generalmente más fuerte que la propilitización (clorita intermedia ± epidota ± sericita). La parte intermedia (71-236 m) está caracterizada por una mezcla de alteraciones potásica-propilítica y fílica. La alteración fílica-propilítica postdata, localmente, a la potásica. Se piensa que es esencialmente una zona de transición entre alteración potásica en profundidad y propilitización periférica. Dentro de la zona de alteración supergénica la argilización predomina por los primeros 47 m, y hasta 70.9 m existe un incremento progresivo en el grado de silicificación. La zona de enriquecimiento secundario en este sondeo es de sólo 2 metros (68.89-70.89 m) y coincide con la silicificación intensa. Bajo este nivel se pueden detectar efectos supergénicos débiles en parches hasta los 95 metros de profundidad.

En el sector NE, la secuencia de alteración del pozo SC-05 está interrumpida por una hoja de pórfido de hornblenda-feldespato limitada por fallas, que esencialmente pasa hacia arriba desde alteración potásica dominante (feldespato K-flogopita-moscovita- clorita magnésica e intermedia-illita) con alteración propilítica sobreimpuesta y zonas discretas de silicificación, a una alteración dominantemente propilítica caracterizada por la clorita intermedia, la epidota y la illita. El límite de la alteración supergénica está a unos 170 m de profundidad y los vestigios del enriquecimiento secundario bajan hasta aproximadamente 218 m.

3.2.5 Mineralización

La mineralización porfídica es, en gran manera, en forma de “stockworks”, vetillas y películas de fracturas con diseminaciones subordinadas controladas estructuralmente. Las diseminaciones de sulfuros se localizan en las zonas de silicificación penetrativa e inundación de cuarzo asociados con densas redes de vetillas de cuarzo ± sulfuros. Los contenidos de sulfuros (pirita >> calcopirita) pueden alcanzar el 20% (semi-masivo) pero son normalmente <10% en estas áreas restringidas. También se han observado zonas estrechas de microbrechas piritosas silicificadas. La mineralización en “stockwork” es multifase y comprende vetillas de escala milimétrica a centimétrica de cuarzo y/o sulfuros y/o clorita, localmente acompañadas por feldespato K, epidota, carbonato y/o hematita. Las vetillas de cuarzo son generalmente de <5 cm de grosor (máximo registrado 20 cm) y las de sulfuros masivas a semimasivas con grosores <0.7 cm. Las vetillas de cuarzo + sulfuros pueden tener bordes de feldespato K y biotita/flogopita, clorita o sericita secundarias. Los veteados de sulfuros y fracturas con películas (vetas D) están bordeadas comúnmente por zonas estrechas (<1 cm) de silicificación conspicua. Los sulfuros hipogénicos identificados en orden general de abundancia incluyen pirita, calcopirita (y pirita cuprífera), molibdenita y pirrotina y arsenopirita raras. Los minerales secundarios de cobre incluyen covelina, calcosina, malaquita, bornita, crisocola, cuprita y cobre nativo.

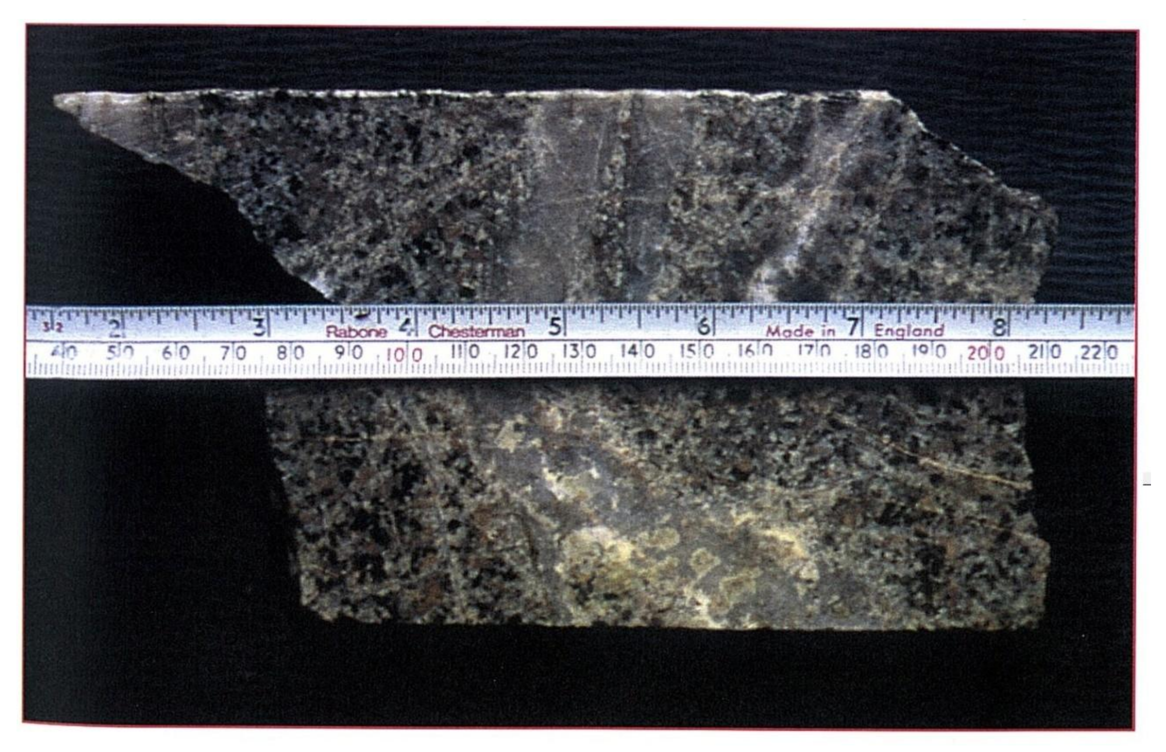


Foto 3.3 Núcleos de sondeo SC-05, profundidades 166.7 y 167.9m, del Pórfido de Cu-Mo de San Carlos, Grupo de Pórfidos San Juan Bosco. Granodiorita biotítica con un “stockwork” de vetilla de cuarzo y fracturas con sulfuros y bordes silicificados.

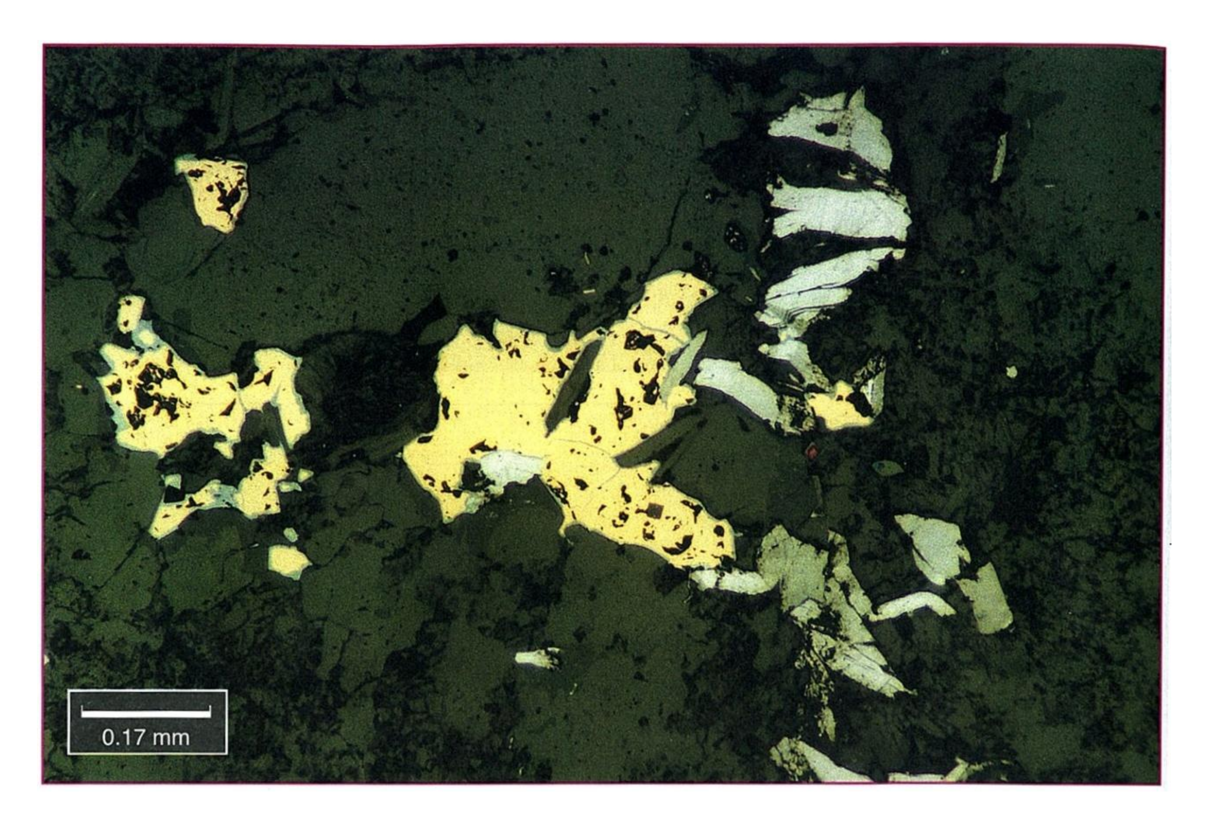


Foto 3.4 Microfotografía en luz reflejada de la muestra SC-31 del pórfido de Son Carlos. Vetilla de cuarzo con hojas de molibdenita transversales a 10 largo del contacto y parches de calcopirita con inclusiones de molibdenita y márgenes de covelina (azul).

Varias vetillas de cuarzo, y en menor cantidad de cuarzo-carbonato, son compuestas, con una sutura central de sulfuros (pirita ± calcopirita ± molibdenita). La molibdenita aparece en sitios diferentes incluyendo:

(i) Vetillas de cuarzo-feldespato K.

(ii) Vetillas de cuarzo + pirita ± calcopirita bordeadas con feldespato K.

(iii) A lo largo de los bordes de las vetillas de cuarzo + pirita ± calcopirita.

(iv) Asociada con otros sulfuros a lo largo de las suturas centrales de las vetillas compuestas.

(v) En diseminaciones con pirita y calcopirita.

Aunque presente en vetas con vetas paralelas tardías de carbonato, no hay evidencias de co-precipitación con carbonato y clorita. La molibdenita aparece en las paragénesis temprana y tardía (ver abajo) probablemente en respuesta a pulsos de fluidos magmáticos sobreimpuestos. Las vetas tardías de cuarzo + molibdenita posdatan al "stockwork" de pirita + calcopirita y pueden tener bordes sericíticos.

3.2.5.1 Pórfido mineralizado tardío

La mineralización alojada en esta fase intrusiva es más sencilla por la falta de eventos mineralizantes posteriores.

Las vetillas y fracturas de "stockwork" son relativamente escasas: Hay dos orientaciones dominantes:

(a) Vetillas de cuarzo ± sulfuros con rumbo NNE-SSW (012-017°) y mayormente verticales o subverticales.

(b) Fracturas cortantes más tardías con rumbos E-W a ENE-WSW (080-090°) con dirección y buzamiento variables (32º al norte hasta 47° al sur) pero generalmente vertical o subvertical.

Ambos grupos llevan pirita y muestran estrechas zonas de alteración propilítica. Las vetillas están normalmente marcadas por la coloración rosada de los feldespatos.

Algunas vetillas de cuarzo tienen molibdenita a lo largo de sus márgenes, cordones discontinuos de pirita a lo largo de suturas medias y están acompañadas por fases de alteración mixtas potásicas, propilíticas y fílicas (sericita-moscovita, feldespato K y epidota). La calcopirita es bastante rara en general y los valores de cobre son relativamente bajos. Otras características son las vetillas de feldespato K con alteración de epidota en las salbandas, las cizallas dúctiles-frágiles con clorita-epidota-pirita y las zonas de falla de ca. 5 m de ancho con veteado compuesto de cuarzo-carbonato, zonas silicificadas, intensa propilitización, sericitización y carbonatización. Algunas zonas tienen inyecciones tardías de micropórfido feldespático y/o zonas de brecha con relleno de cuarzo ± carbonato. Dentro de las zonas de silicificación penetrativa hay reemplazamiento extenso de las hornblendas por pirita ± trazas de calcopirita.

3.2.6 Paragénesis

La paragénesis de la mineralización es complicada, pero parece que sigue, más o menos, la secuencia clásica de tipos de vetas del pórfido de El Salvador, con la etapa más temprana caracterizada por cuarzo-feldespato K, la(s) etapa(s) intermedia(s) por cuarzo-sulfuro y las últimas etapas por minerales de alteración propilítica/fílica-carbonato y/o asociaciones de minerales dominadas por sulfuros. Por delante de la introducción de metales se habían emplazado vetas esporádicas de cuarzo difuso e irregular y pegmatitas de cuarzo y feldespato K con textura gráfica (<12 cm de ancho).

Cuarzo + feldespato K ± biotita ± calcopirita ± molibdenita	(vetas A)
Cuarzo + molibdenita ± pirita ± calcopirita ± pirrotina	(vetas B)
Cuarzo + pirita ± calcopirita ± molibdenita ± clorita ± epidota	(vetas B-D)
Pirita ± calcopirita ± cuarzo ± clorita ± epidota	(vetas D)
Molibdenita ± cuarzo	(vetas D)
Cuarzo + carbonato ± epidota ± pirita ± molibdenita	(vetas D)
Carbonato ± clorita ± epidota ± pirita	(Fallas/cizallas tardías)

Las fases (iii) y (v) son aparentemente multifásicas. Las vetas de la fase (iii) en particular están frecuentemente combinadas con las vetas tipo D ocupando la sutura intermedia de las vetas tipo B.

Otros tipos de vetas notadas, pero no constreñidas dentro de la paragénesis son:

Vetillas de magnetita	(tipo A)
Vetillas de clorita-turmalina	(tipo B)
Hilos ciegos de pirita ± calcopirita	(tipo D)

3.2.7 Efectos supergénicos

Según Billiton los patrones de oxidación y enriquecimiento secundario muestran un alto grado de exclusividad con sólo una estrecha zona de solapamiento en el lado Este del último dique mineralizado (Fig. 3.1). La profundidad de la lixiviación ácida (presencia de minerales del grupo del caolín), la distribución de minerales secundarios de Cu y los valores de Cu en las perforaciones SC-03, SC-05 y SC-09 no parecen soportar esta inferencia. El grado de enriquecimiento secundario parece ser muy limitado en general. La mayoría del cobre ha permanecido fija en la zona de oxidación, probablemente porque la erosión ha sido lo suficientemente rápida y el nivel freático ha bajado tan rápido que la oxidación de los sulfuros no ha podido mantener el paso. Un rasgo notado en las perforaciones SC-03 y SC-09 es que el límite inferior de la alteración supergénica y de la zona de enriquecimiento secundario coinciden con una zona altamente silicificada. Se piensa que esta zona pudo actuar como una barrera impermeable que causó un acuífero colgado.

3.2.8 Resumen de los rasgos principales

I. La evolución temporal del emplazamiento de pórfidos durante el Jurásico Superior y la asociación de alteración indican que la mineralización de pórfido de cobre coincide con la fase final de la evolución magmática del batolito del tipo-I de Zamora, y por tanto es de tipo plutónico.

II. La edad de emplazamiento jurásica confirma que este grupo de pórfidos está en la extensión Sur del Cinturón Este de pórfidos jurásicos identificado en Colombia.

III. La secuencia intrusiva desde la granodiorita precursora (y cuarzodiorita) a los monzogranitos-cuarzo monzonitas-cuarzo monzodiorita-diorita inicialmente sigue la marcha de fraccionamiento calco-alcalino (granodiorita), mientras que las fases tardías pertenecen a las series sub-alcalinas (monzoníticas).

IV. Las volcanitas comagmáticas suprayacentes cercanas, las foliaciones de flujo subhorizontales y las variaciones de facies en la granodiorita precursora indican todos que los pórfidos mineralizados se emplazaron a alto nivel dentro del batolito.

V. Existe una progresión evolutiva desde stocks irregulares y más equidimensionales a cuerpos más controlados estructuralmente y, finalmente, diques.

VI. Excepto por unas pocas brechas (diques de guijarros) tardi- a post-mineralización hay una clara falta de cuerpos de brechas.

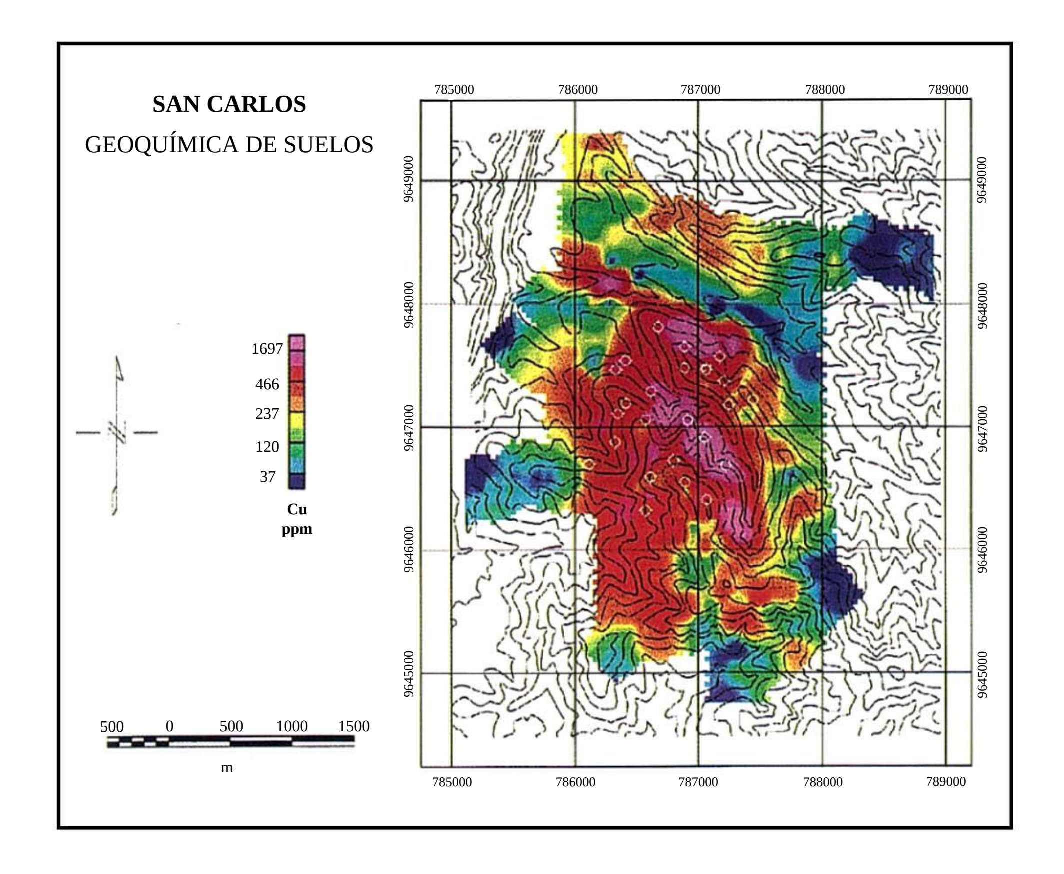
VII. La geoquímica de suelos muestra una clara zonación con un área central de valores anómalos de cobre, más o menos coincidente con la extensión conocida del "stockwork" del pórfido, rodeada por un anillo de anomalías de Pb-Zn. Las anomalías de Mo aparecen en la parte de cobre central, pero un surco de bajos valores sobre la última fase del dique mineralizado indica una introducción relativamente menor de Mo en los últimos estadios de la mineralización porfídica (Fig. 3.3). Hay una correspondencia grosera entre los valores pico de Cu y Mo, excepto por:

> **(i)** La destacada anomalía de Mo centrada sobre el crestón de la parte Este del proyecto.
>
> **(ii)** La destacada anomalía de Cu sobre la presunta extensión Sur del pórfido mineralizado temprano.

VIII. La principal fase de introducción de metales estuvo asociada con el emplazamiento de la fase intrusiva temprana, durante la cual se estableció el patrón general de mineralización-alteración y la zonación metálica hipogénica.

IX. Las, relativamente bien conservadas, asociaciones de alteración potásica y la, generalmente restringida, alteración fílica superpuesta sugieren que el sistema fue dominantemente ortomagmático. Tanto las aguas meteóricas con limitado acceso al sistema mineralizante como las rutas del fluido fueron rápidamente ocluidas al nivel expuesto actualmente. A este respecto hay que destacar que los pórfidos de cobre que ocupan las cotas más altas del lado Oeste del Río Zamora tienen las zonas de alteración argílica mejor conservadas. Se puede concluir, por tanto, que el sistema de pórfido San Carlos ha sufrido una cantidad significativa de destejado.

X. No existe un control estructural obvio en la localización de las mineralizaciones porfídicas de "stockwork" en términos de lineamientos de falla a escala de distrito. Sin embargo, el nivel estructural y erosional pueden ser factores críticos en la conservación de las facies de techo del batolito en este sector. A escala local, las fallas y fracturas extensionales han determinado el lugar y la geometría de las fases intrusivas tardías a lo largo de rumbos N-S, NNW-SSE y NE-SW. Estas mismas direcciones de falla han sido el instrumento que ha controlado la mineralización en el Cinturón de Nambija y en el Campo Minero Chinapintza.



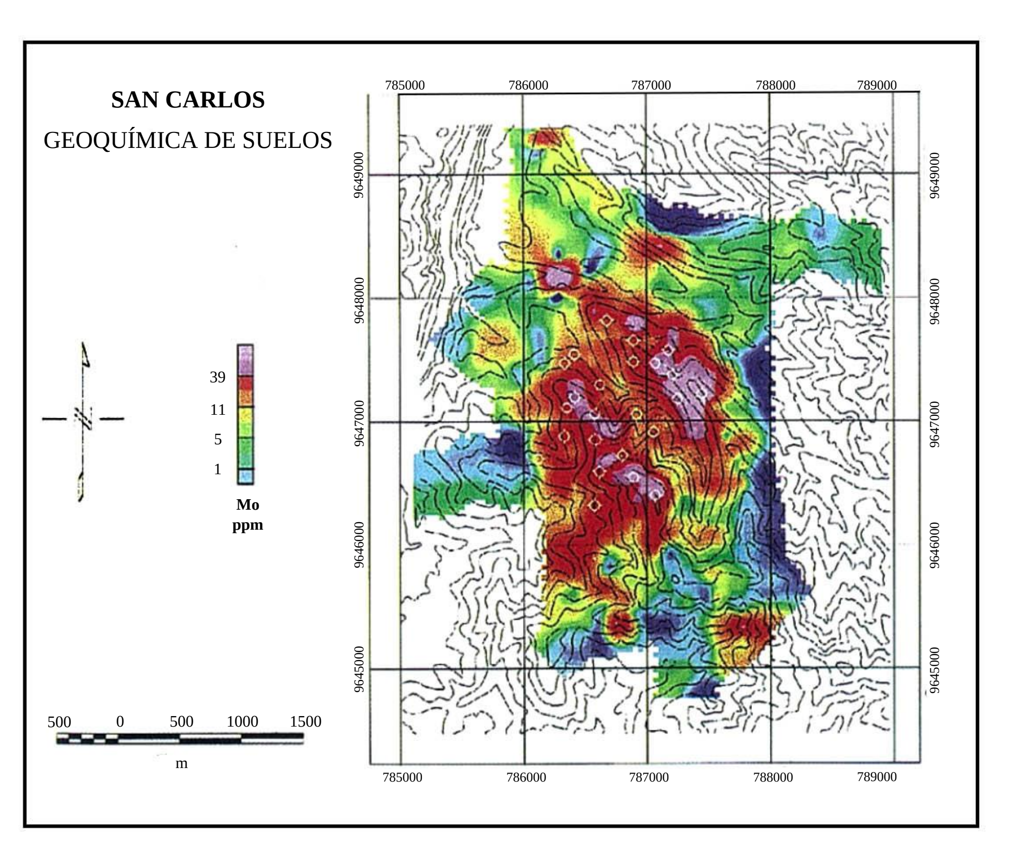


Figura 3.3 Imágenes de la distribución de Cu y Mo en los suelos en el prospecto de pórfido de San Carlos, grupo porfídico de San Juan Bosco, sub-distrito Gualaquiza. Reproducido con permiso de Billiton Ecuador B. V.

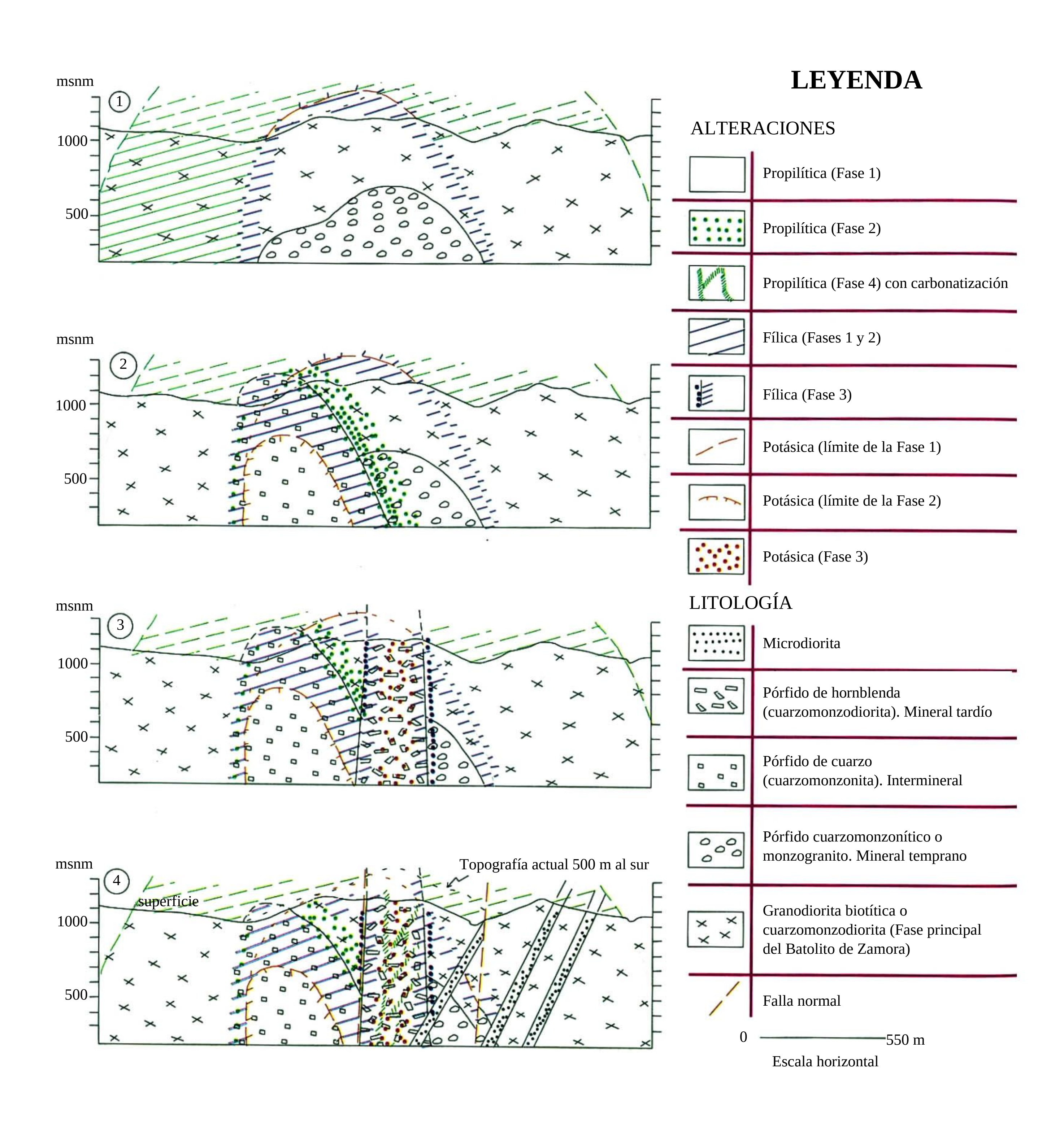


Figura 3.4 Evolución en cuatro estadías del sistema porfídico Cu-Mo de San Carlos, grupo porfídico de San Juan Bosco, sub-distrito Gualaquiza

3.2.9 Interpretación

A pesar de las complicaciones causadas por la sobreimpresión y el limitado número de intersecciones que aporten datos de la geometría tridimensional, la superposición de las fases porfídicas ha aportado puntos de referencia temporal muy útiles para la interpretación de la historia de la alteración-mineralización. Un esquema evolutivo tentativo ha sido propuesto en la Fig. 3.4.

I. Emplazamiento de la fase porfídica mineralizada temprana con metasomatismo potásico extenso. Formación de un domo central de alteración potásica, que se extiende 1 km sobre la cúpula del stock porfídico, y de un amplio halo exterior de alteración propilítica. La transición potásica-propilítica representa el punto más lejano alcanzado por la expansión del frente de fluidos ortomagmáticos. Una zona estrecha de alteración fílica destructora del feldespato se desarrolla en un frente de reacción con fluidos meteóricos/residuales en el batolito encajante. Ésta fue esencialmente una fase ortomagmática durante la cual fueron introducidos la mayoría de los metales y se formó un "stockwork" de vetas tipos A y B.

II. Emplazamiento de una fase intermineralización de pórfidos con participación de fluidos meteóricos, dando lugar a un grueso caparazón de alteración predominantemente fílico alrededor de un núcleo potásico relativamente pequeño situado en profundidad (bajo los límites de los sondeos). El halo externo de alteración fílica-propilítica se superpone al envoltorio de alteración potásica de la fase mineralizada porfídica anterior y pasa hacia arriba a alteración argílica dominante cerca de la paleosuperficie. Los eventos magmático-hidrotermales ortomagmático-convectivos transicionales llevan, principalmente, a la formación de "stockworks" de vetas tipos B y D y zonas de silicificación penetrativa. Una segunda generación de vetas A presenta, localmente, halos de alteración potásica más controlados estructuralmente.

III. Emplazamiento de la fase tardía de diques porfídicos que cortan a las fases porfídicas anteriores y se extiende fuera de los límites de la mineralización en "stockwork". Está acompañada por una escasa alteración-mineralización estructuralmente confinada (vetas tipos B y D) dominada por una asociación propilítica. Un estadio tardío de cizallas y zonas de falla con brechificación, silicificación, carbonatización y veteado tipo D de cuarzo-carbonato. Este estadio está dominado por circulación convectiva canalizada de fluidos hidrotermales predominantemente meteóricos que llevan a márgenes retrogradados o envoltorios de vetas y fracturas. Las zonas de contacto de los diques se caracterizan por una sobreimpresión fílica de la granodiorita encajante potásicamente alterada.

IV. Emplazamiento de una microdiorita post-mineralización relativamente estrecha, y de hojas intrusivas porfídicas relacionadas, en fallas NE-SW que muestran una componente sinistral neta de desplazamiento lateral. Estas hojas están brechificadas por el continuo movimiento de la falla y proporcionan canales de acceso para los fluidos de las decrecientes celdas convectivas causando alguna redistribución del cobre con alteración acompañante superpuesta hematítica y argílica. Interacción de estas intrusiones post-mineralización con agua subterránea fría en los márgenes de las celdas de convección que causan diques de guijarros y chimeneas de brechas freáticas o diatremas.

V. Fallamientos post-magmáticos de rumbos ENE-WSW y N-S cortan todas las estructuras tempranas relacionadas con las intrusiones. Reactivación de las fallas de rumbo NNW bordeando el lado Oeste del dique porfídico tardi-mineralización que en cierta medida ha controlado la distribución de la zona oxidada junto con la zona de enriquecimiento secundario.

4

CAMPO DE “SKARN” DE NAMBIJA

4.1 Introducción

El campo de skarn de Nambija, y más particularmente el depósito de skarn aurífero de clase mundial de Nambija en sí mismo, ha sido el primer productor de oro del Ecuador desde mediados de los años 80 hasta mediados de los 90 y, aunque su actividad ha disminuido en los últimos años, continúa siendo una de las principales áreas de minería de oro del país.

El campo de skarn de Nambija es una zona de enclaves de techo de rocas volcano- sedimentarias e intrusivas hipoabisales dentro de la parte central del subdistrito Cumbaratza del Batolito Jurásico de Zamora; tiene, aproximadamente, 50 km de largo y 20 km de ancho, y dirección N-S. La secuencia volcano-sedimentaria subhorizontal ha sido asignada a la Unidad Piuntza del Triásico Medio alto al Superior, que al Norte está cubierta por las volcanitas Misahuallí de edad jurásica. En el extremo Sur del cinturón de Nambija, la Unidad Piuntza está parcialmente superpuesta a la Unidad Isimanchi del Carbonífero (o Paleozoico Inferior), que comprende pizarras, filitas (localmente grafitosas) y esquistos metamorfizados a las facies esquistos verdes superiores-anfibolita inferior. Numerosos diques y pequeños stocks, incluyendo apófisis de alto nivel del batolito jurásico e intrusiones más jóvenes de edad cretácica a cenozoica, se han emplazado en las unidades Piuntza y Misahuallí.

Se ha realizado una distinción entre el campo de skarn de Nambija, que está definido por la extensión superficial de los enclaves de la Unidad Piuntza, y el Cinturón de Nambija (Fig. 4.1) un graben N-S (5 × 30 km) que está situado entre los ríos Zamora y Cumbaratza (Fig. 2.1). Debe destacarse que el término campo de skarn, que tiene el mismo estatus que campo mineral, se refiere a una secuencia caracterizada por bolsonadas volumétricamente secundarias de mena de skarn (o metasomática) (Fig. 1.5). No implica skarnificación penetrativa.

Los “stockworks” de pórfido de cobre y skarns de cobre relacionados, son generales dentro del área, mientras que la mineralización aurífera alojada en skarn está confinada, en gran medida, al Cinturón de Nambija. Los skarns cupríferos con magnetita parecen estar situados principalmente dentro de las volcanitas máficas Misahuallí.

La presente evaluación se ha enfocado en los pórfidos y los skarns con oro relacionados dentro del Cinturón de Nambija (Fig. 4.1). Los depósitos de pórfido de cobre incluyen Cumay (Nambija Norte), El Tierrero (Nambija) y Tumi (Nambija Sur). Los depósitos de skarn han sido minados, de Norte a Sur, en La Fortuna, Cambana, Campanillas, Nambija, Guaysimi Alto y Sultana del Cóndor. Los estudios de los depósitos porfídicos y de los skarns de Nambija (Mapasingue y El Tierrero) utilizaron las intersecciones de las perforaciones existentes, mientras que la investigación de otros depósitos de skarn involucró muestreo y mapeo temático subterráneo y de superficie. Se tomaron un total de 334 muestras (157 de intrusivos; 177 de otros tipos de roca) y se realizaron 268 espectros de PIMA. Por conveniencia descriptiva el cinturón ha sido subdividido en Nambija (que incorpora los rasgos esenciales del campo de skarn), Nambija Norte y Nambija Sur.

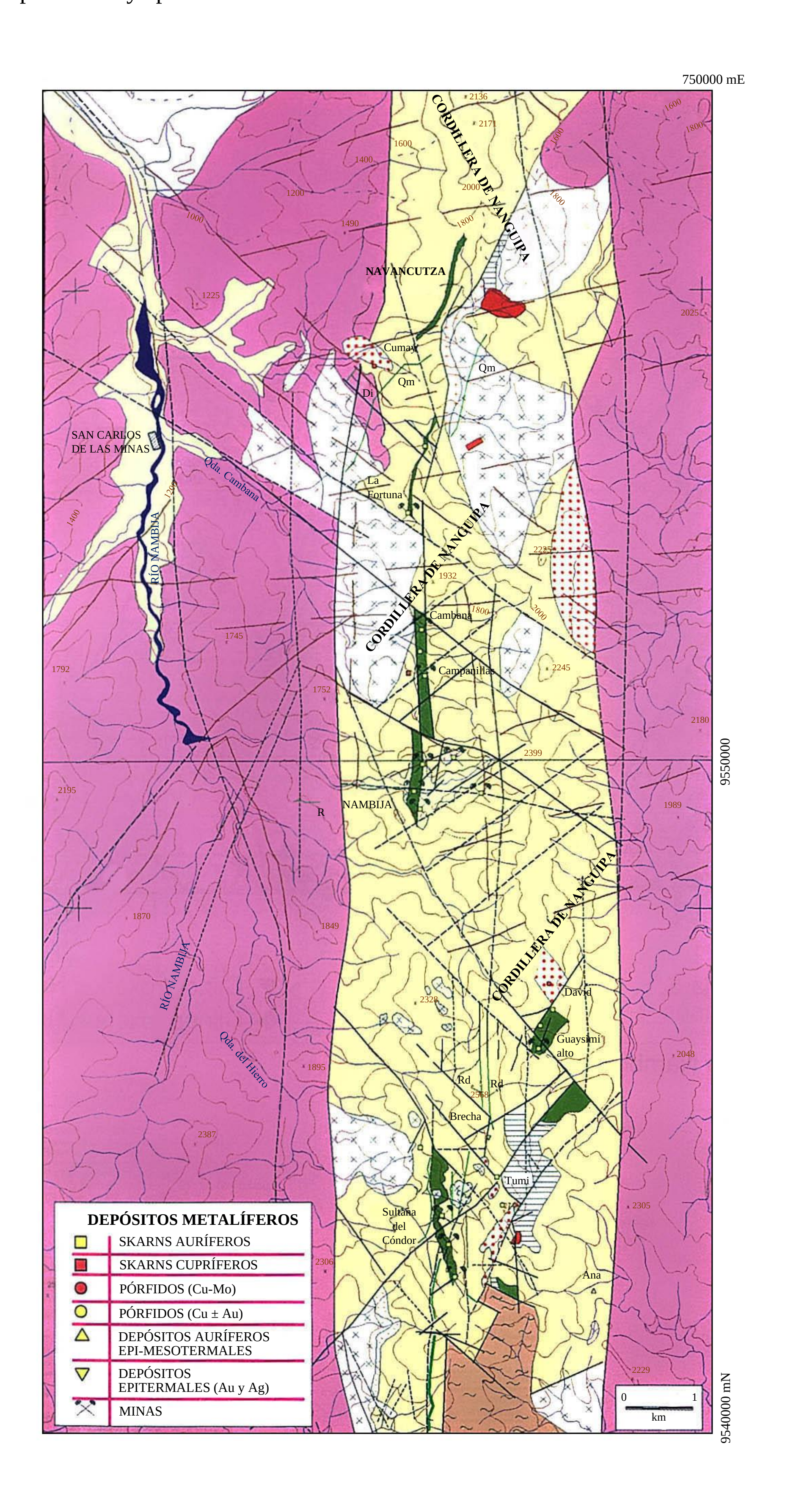


Figura 4.1 Mapa geológico del cinturón de Nambija basado en los mapas de las siguientes compañías: Benar Minerals, Cía. Minera Sultana del Cóndor, Cominzasa S.A., Ecuanor, Gold Fields Ecuador Ltd. y Zamora Gold Corporation

4.2 Historia de la explotación

El campo de Nambija fue trabajado primeramente como placeres y vetas de oro por los pueblos Incas, que fueron más tarde desplazados por los Conquistadores españoles alrededor de 1550, cuando las minas eran conocidas también como "Limbija" (Navarro, 1986). Los españoles a su vez fueron expulsados del área por un levantamiento de los esclavos Shuar alrededor de 1700, dejando el área inactiva hasta su redescubrimiento primeramente de Campanillas en 1970 y en 1981, tras un deslizamiento de ladera, de El Arco. No es posible obtener estadísticas precisas de la producción de la minería de oro en los períodos incaico y español.

En mayo de 1982 había 80 personas trabajando en 10 frentes en Nambija. En junio de 1983 estaba sucediendo una gran fiebre del oro cuando Nambija fue invadido por hasta 25000 personas (con máximo en 1986) y la ley marcial fue impuesta para reducir el caos. En 1985 había unos 75 machacadores operando. La producción alcanzó un pico en 1985-1986 después del cual las bolsonadas de alto grado fueron cada vez más difíciles de encontrar y la extracción fácil en El Arco y El Playón llegó a su fin. Estos sectores fueron los primeros en ser explotados seguidos de Mapasingue y finalmente El Tierrero (descubierto en 1991). La población residente se estabilizó alrededor de 4000 hasta 1993 cuando el número de mineros artesanales cayó bajo 3000 (2200 de acuerdo con el censo llevado a cabo por el Dr. Rolando Dameron entre mayo y septiembre de 1993 en el que el 30% de la población fue considerado flotante). En este momento el gobierno entra y supervisa las 69 has clave dividiendo la propiedad entre 642 mineros activos. El área supervisada fue dividida en dos unidades llamadas Condominio Norte (410 propietarios) y Condominio Sur (232 propietarios). La situación era única en Ecuador y cada propietario estaba autorizado a trabajar en cualquier lugar del respectivo condominio siempre que no interfiriera con otra operación existente. Esto llevó a una actividad relativamente incontrolada y a la proliferación de 800 trabajos superficiales y alrededor de 120 km de estrechos túneles. La exploración y el minado está dominado por las técnicas artesanales y son realizados por mineros individuales y cooperativas. La recuperación del oro está estimada en 55% como resultado de los primitivos machacadores y métodos extractivos. En mayo de 1994 ocurrió un gran corrimiento de tierras que mató al menos a 300 personas y posiblemente hasta 1000. Desde esa época la actividad minera ha disminuido considerablemente.

Varias compañías han desarrollado en Nambija exploración preliminar a varios niveles de detalle desde su redescubrimiento. Entre ellas están:

Tabla 4.1 Exploración de diferentes compañías en Nambija

Compañía	País	Año
INEMIN	Ecuador	1983
Compañía Minera Placer Dev	Chile	1985
Wright Engineers	Canadá	1986
Geomines	Canadá	1987
Rayrock-Yellowknife	Canadá	1987
Robertson Group PLC	Reino Unido	1988
Misión Británica (BGS)	Reino Unido	1988
Newmont Overseas Exploration	Estados Unidos	1991
Placer Dome International	Estados Unidos	1992

Además, se han escrito varios artículos técnicos sobre Nambija, pero la mayoría están basados en cortas visitas y son de contenido muy general de modo que contribuyen poco al entendimiento de la geología y la mineralización.

El primer estudio relativamente comprensivo fue realizado por Gold Fields Ecuador Ltd. entre 1992 y 1994; en este tiempo se estudiaron y muestrearon más de 100 túneles (15744 metros). Se encontró que la distribución del oro era tan restringida y en parches que sólo el 2.2% de las 2213 muestras analizadas contenía >1 ppm de oro, mientras que el valor más alto obtenido fue de 100 ppm. Los mineros locales han informado de leyes de hasta 300 ppm de oro en las bolsonadas más ricas y esto ha sido confirmado en el presente estudio.

En mayo de 1996 Canuc-Andos entró en escena y comenzó comprando derechos de condominio en Nambija a 5000 US$ por título y/o a 73 US$ por metro de túnel. En octubre de 1997 sólo quedaban 40-50 mineros artesanales propietarios y la población total residente era de aproximadamente 1000 personas. Dos perforaciones de exploración (440 metros) fueron realizadas en el sector Goldstar (Mapasingue) donde Canuc-Andos había también realizado un programa de muestreo subterráneo y estimado unas reservas preliminares de 8.6 millones de toneladas con una ley de 7.9 g/t de oro. En diciembre de 1997 Placer Dome, parte de la asociación de empresas, realizó perforaciones de 400 metros en el sector de El Tierrero buscando un gran sistema de pórfido de oro-cobre. Las reservas brutas estimadas por Placer Dome para un 40% del bloque El Tierrero eran 35.5 millones de toneladas con una ley de 2.2 g/t de oro. Los primeros dos sondeos del planeado programa de 4000-8000 metros de perforación fueron desalentadores y Placer Dome se ha retirado desde ese momento. En 1998 la población de mineros informales había caído a ca. 600 pero en la mitad el año la propiedad Goldstar de Canuc-Andos fue reinvadida y su posterior desarrollo fue temporalmente suspendido. Con la adquisición por Gribipe de un interés de control en las concesiones de Concumay S.A. (sucursal ecuatoriana de Vista/Zamora Gold Corporation) en Campanillas y una planta de 150 t/d, existe la posibilidad de que pueda ser formado un consorcio con Canuc-Andos para trabajar las propiedades auríferas de Nambija-Campanillas.

Se estima que los trabajos artesanales de Nambija han producido 62 t (2 millones de onzas) de oro (i.e. 3-6 toneladas/año durante la primera década de producción reciente: Gemuts et al., 1992). Desde comienzos de los 90 la producción anual ha caído a ca. 35000 oz/año (0.75 t/año). El total de reservas estimadas en 1990 (Mining Magazine) era del orden de 23 millones de toneladas con una ley media de 15 g/t (i.e. 11.5 Moz). No obstante, con el extensivo alto grado de estos depósitos las reservas totales probablemente sean de 4 a 5 millones de onzas (120-150 t) de oro.

Campanillas, que está situado en dirección desde y a 0.5 km del depósito Nambija, fue trabajado por una cooperativa de 60 mineros locales durante los años 70 y 80. Fue adquirido por un inglés llamado Jeff Cook a finales de los 80 quien vendió la propiedad a Plateau Mining PLC (“Plateau”) junto con un almacén de molidos de 50000 toneladas de mena con una ley aproximada de 7.0 g/t de oro. Plateau Mining PLC formó una asociación temporal de empresas con una compañía local ecuatoriana, Compañía Agro Minera Flor de Los Andes S.A. (FLA) de la cual Plateau debería recibir el 40% de los beneficios netos. La compañía operadora era Cia. Minera Mizaña. El capital total invertido fue aproximadamente de 8 millones de US$. Plateau invirtió en la construcción de una planta de procesado de 120-150 t/d capaz de producir doré bullion con un circuito cerrado de machaqueo y pulverizado, separador por gravedad y circuito convencional de carbono en pulpa (CIP). Estaba formada por módulos prefabricados por Minpro Ltd. de Canadá, diseñados para ser montados fácilmente en el lugar de la mina. La ley de cabeza era alrededor de 18.14g/t según los informes y la recuperación de hasta el 97%. Con los términos del contrato de la asociación de empresas Plateau tenía el derecho de controlar las operaciones mineras si FLA fallaba en el suministro a la planta de 75 toneladas de mena por día.

El problema fue la falta de reservas conocidas y la insuficiente exploración realizada para incrementar el volumen de reservas. Se realizaron intentos de negociar acuerdos con los propietarios de las concesiones vecinas para procesar su mineral y durante un tiempo mineral de Cambana fue molido en Campanillas. No obstante, FLA no pudo encontrar el camino de un acuerdo con Nambija que mantuviera el molino adecuadamente ocupado. A finales de 1992 la operación entro en bancarrota y la propiedad revirtió a la cooperativa de mineros que manejó un molino chileno y recuperó el oro usando métodos gravitatorios básicos por algún tiempo. En Campanillas ha habido ca. 4000 metros de desarrollo subterráneo en tres niveles alcanzados con túneles y planos inclinados. Se cree que la producción total de Campanillas en el período 1970-1993 es aproximadamente de 100000 toneladas con una ley media de 10 g/t de oro, con una recuperación de alrededor de 32000 onzas (ca. 1.0 toneladas) de oro. Las reservas provisionales estimadas de mineral in situ en Campanillas son de 56700 toneladas, pero no se ha asignado una ley a esta cifra debido al muestreo estadísticamente inadecuado de los núcleos de los sondeos y a la naturaleza irregular de la mineralización de oro. En 1993 la propiedad Campanillas (pero no el molino) junto con 37 concesiones cubriendo 90000 has en el Sur de Nambija (Mina Real) fueron compradas por Zamora Gold a través de su subsidiaria ecuatoriana Comcumay S.A. (Compañía Minera Cumay del Ecuador). Las concesiones fueron propiedad directa de Comcumay, de una subsidiaria suya, Minera del Austro (81.5%) o a través de la asociación con Mina Real Association (48.75%). Los socios de Comcumay en Mina Real Association fueron la Compañía Minera Gribipe y Dine (2.5%). Comcumay se concentró en la identificación de nuevos objetivos de exploración de oro mediante un estudio geoquímico de sedimentos fluviales y un estudio EM aerotransportado a baja altitud. Fueron encontradas unas 22 anomalías de oro y se confirmó que el oro existe fuera de los lugares minados históricamente. Estableció además que la Mina de Nambija tiene una señal geofísica reconocible. Durante la propiedad de Comcumay la mayoría del esfuerzo exploratorio fue situado en la concesión Mina Real y poco fue hecho para completar la exploración y evaluar las reservas minerales en la Mina Campanillas. Los sondeos realizados por operadores anteriores cerraron la mineralización, pero no se han realizado más trabajos en objetivos adicionales en el NE y SW. Alguna exploración fue, no obstante, realizada a lo largo de la dirección entre las minas Campanillas y Cambana que reveló mineralización aurífera alojada en “skarn” estratoconforme y controlada estructuralmente en la concesión Campanillas (prospecto Rumiñahui). Más tarde Comcumay realizó algunos trabajos de rehabilitación y producción subterránea limitada en Campanillas, pero en julio de 1998 la Compañía Minera Gribipe adquirió intereses que le permitían controlar la asociación de empresas (ca. 73%). Gribipe también compró y renovó el molino instalado por Plateau Mining con vistas a explotar todas las reservas remanentes en Campanillas y en Rumiñahui. El ánimo es trabajar en Campanillas mediante una operación a cielo abierto. El molino fue reconvertido a principios de 1999 con una producción de ca. 50 t/d.

Antiguos trabajos españoles fueron descubiertos en 1983 en lo que es ahora Mina Cambana. Esta mina es de propiedad privada y produce 4 kg por semana de oro de una mena con una ley estimada de 25-30 g/t. La producción total de Cambana está estimada en hasta tres toneladas de oro.

4.3 Geología del Cinturón de Nambija

4.3.1 Litoestratigrafía

El campo de "skarn" de Nambija es un enclave de rocas volcano-sedimentarias e intrusivas hipoabisales dentro del Batolito de Zamora (Jurásico), con dirección N-S y unos 50 km de largo por 15 km de ancho. La secuencia volcano-sedimentaria subhorizontal está asignada mayoritariamente a la Unidad Piuntza del Triásico tardío Medio a Superior y constituye uno de los varios enclaves de techo ("roof pendants") que ocurren sobre interfluvios. Los "stockworks" de pórfidos de cobre y los "skarn" de cobre relacionados son generales dentro del campo de "skarn", mientras que la mineralización de oro alojada en "skarn" está principalmente confinada en el graben N-S definiendo el Cinturón de Nambija (5×30 km) situado entre los ríos Zamora y Chumbiriatza (Fig. 4.1). En el extremo Sur del cinturón de Nambija la Unidad Piuntza está parcialmente sobre la Unidad Isimanchi de la Formación Macuma del Carbonífero (o Paleozoico Inferior). La Unidad Isimanchi presenta pizarras, filitas (localmente grafitosas) y esquistos metamórficos en fase de esquistos verdes superiores-anfibolitas inferiores. En el extremo Norte del cinturón la secuencia está aparentemente sobrepuesta por las volcanitas calco-alcalinas jurásicas Misahuallí.

En algunas áreas es difícil diferenciar la parte superior de la Unidad Piuntza de la Unidad Volcánica Misahuallí de edad Jurásico Temprano que está considerada como contemporánea del batolito. La aparente exclusividad mutua de las litológicamente similares Unidad Piuntza y Formación Santiago del Jurásico Temprano, y el hecho que ocurren al Norte del cuerpo de "skarn" en el terreno Salado (Jurásico), puede también indicar que parte de la secuencia puede ser de edad más joven.

Las litologías de la Unidad Piuntza comprenden una secuencia de calizas/mármoles, pizarras calcáreas, limolitas, areniscas/cuarcitas, grauvacas y tobas de grano fino, volcanoclastitas, flujos volcánicos y brechas de composición andesítico-dacítica a basáltica-andesítica las cuales alcanzan un espesor de más o menos 500 m (Paladines & Rosero, 1996). Las cartografías previas han estado basadas principalmente en fotointerpretación y en estudios de detalle de pequeñas áreas con interés económico. Como consecuencia la estratigrafía está poco definida y ajustada. La parte basal de la Unidad Piuntza expuesta en el Graben de Nambija está formada por calizas y sedimentos epiclásticos que en la parte media de la unidad están interestratificados con tobas andesíticas metamorfizadas y brechas, mientras que los tramos superiores están dominados por meta-andesitas con intercalaciones menores de sedimentos lacustres volcanoderivados. Sólo los tramos medio y superior de la Unidad Piuntza están expuestos en el sector de Nambija con una potencia de unos 300 m. Más hacia el Sur de la zona de Nambija, la Unidad Piuntza más baja contiene secuencias gruesas de grauvacas en las que han encontrado ammonites Triásicos. Más arriba en la secuencia se han encontrado bivalvos del Noriense en bloques parcialmente skarnificados y un ejemplar del bivalvo triásico Costatoria está preservado en una muestra de oro del "skarn" de la Mina Guaysimi (Woods & Morris, 1992). Grandes porciones de las Unidades Isimanchi y Piuntza están corneanizadas.

El campo Nambija está situado en un sinclinal periclinal abierto de rumbo NNW cuyos flancos están localizados en Mapasingue (SW) y El Tierrero (NE) y su traza axial sigue la Quebrada del Fierro. La secuencia de Nambija ha sido citada como una serie interestratificada de caliza micrítica, areniscas, "skarn" y cuarcitas en las que hay digitaciones menores de lutitas, areniscas calcáreas, siltitas, mármoles y corneanas (Dávila, 1997). La sedimentación exhibe bandeado rítmico y ciclos detrítico-carbonatados. La secuencia está intruida por pequeños cuerpos, diques y "sills" de diorita, cuarzo-diorita, monzonita, dacita intrusiva, andesita y lamprófido. Las tobas andesíticas se superponen discordantemente sobre todas estas litologías.

En los sectores de Mapasingue, Goldstar y El Playón la secuencia “sedimentaria” buza ángulos bajos a moderados (10-45°) al NE como se ve claramente en la intersección del sondeo DDN-2. Todos los tipos de roca expuestos en este núcleo han sido adscritos a sedimentos parcialmente metamorfizados (areniscas, calizas, mármoles, calcarenitas, lutitas silíceas, brechas calcáreas con clastos de porcelanita, brechas sedimentarias con clastos volcánicos polilíticos). Estos estratos forman una sucesión rítmica con cambios laterales de facies. Las areniscas pasan a litologías más calcáreas y se interdigitan con pizarras, limolitas y argilitas. Las brechas sedimentarias han sido interpretadas como flujos de lahares. La revisión del núcleo del sondeo DDN-2 indica: (i) mayor abundancia de componentes volcanoclásticos (principalmente tobas y sedimentos tobáceos) y (ii) una ausencia general de calizas/mármoles. Claramente algunas de estas rocas son calcáreas (>10% Ca) pero son mayoritariamente de origen volcanoclástico. Similarmente algunas de las llamadas cuarcitas, areniscas y lutitas silíceas han sido consideradas como cherts y sedimentos tobáceos finos.

En el sector de El Tierrero, en el flanco NE del sinclinal, la secuencia rítmicamente alternante de sedimentos arenosos y calcáreos ha sido dividida informalmente en cuatro unidades (Dávila, 1997). En las partes metasomatizadas están representadas por alternancias de cuarcitas, mármoles, “skarns” y corneanas esporádicas. Las cuatro unidades litológicas en orden cronológico ascendente de deposición son:

Unidad A: Dominada por calizas micríticas con mármoles esporádicos de grano fino. Pasan hacia el NW a “skarns” con lentes de arenitas interdigitadas.

Unidad B: Dominada por cuarzoarenitas de grano fino a medio con una potencia media de 50 metros. Algunos lentes de “skarn” y arenitas calcáreas skarnificadas.

Unidad C: Dominada por calizas micríticas y cuerpos de mármoles de grano fino. La parte central está caracterizada por un gran cuerpo de “skarn”.

Unidad D: Arenitas de grano fino con finos lentes de limolitas laminadas y lutitas silicificadas que se vuelven más numerosas hacia la parte superior de la unidad. Esta unidad presenta cambios laterales de facies entre las lutitas y las calizas, entre las calizas y las areniscas y entre los “skarns” y las cuarcitas.

Se ha realizado una tentativa de correlación entre las unidades calcáreas A y C de Dávila y los intervalos ricos en skarn y localmente con oro situados sobre los 35 m y 104-166 m en la perforación DNN-2.

El cuerpo principal de skarn mineralizado en Nambija tiene una potencia de 50 m, mientras que otras minas del Cinturón de Nambija no alcanzan más que 40 m de espesor y normalmente mucho menos.

En resumen, la mayor parte del Cinturón de Nambija comprende la Unidad Piuntza del Triásico Superior, caracterizada por volcanitas andesíticas y sedimentos volcanoclásticos y epiclásticos localmente calcáreos. La componente volcánica y, en cierta medida, la componente calcárea de los sedimentos de interflujo parece incrementarse hacia el techo de la secuencia, lo que en una sección longitudinal se transforma en un incremento general del componente volcánico de Sur a Norte (Fig. 4.1). El grado de skarnificación está directamente relacionado con la proporción de sedimentos calcáreos y éstos alcanzan, por tanto, su máximo espesor en el núcleo del Sinclinal de Nambija. Así, como Nambija Sur tiene una alta proporción de sedimentos (Unidad Piuntza inferior a media), la composición general no es apropiada (ej. >10% de CaO) para el desarrollo extenso de skarn de alta ley. Inversamente, dentro de Nambija Norte, y en cierta medida en el Sinclinal de Nambija, (Unidad Piuntza media-superior) los paquetes de sedimentos son más finos y con una mayor intercalación de piroclásticos, pero la composición de los sedimentos, particularmente las unidades tobáceas y las volcanitas de grano fino, son más propicias para la formación de skarn. El campo minero Nambija puede ser, por tanto, la situación óptima en términos de grosor de sedimentos y composición para el máximo desarrollo del skarn.

4.3.2 Relaciones intrusivas

El Cinturón de Nambija está rodeado y subyacido por el Batolito de Zamora, de composición diorítica-granodiorítica y edad jurásica. Este batolito ha sido considerado como responsable, en gran medida, de la corneanización y skarnificación de las rocas de la Unidad Piuntza.

Sin embargo, recientemente varios cuerpos de pórfido de cobre han sido descubiertos a lo largo del cinturón de Nambija, que fueron interpretados como intrusiones más jóvenes. Se ha considerado que las fallas regionales N-S subverticales que limitan el Cinturón de Nambija han sido el ambiente en el que se han emplazado los pórfidos mineralizados y otras intrusiones hipoabisales durante la reactivación extensional del graben en el Cretácico Medio-Terciario.

En el área de Nambija existen diferentes rocas intrusivas como dioritas, microdioritas/ andesitas, cuarzo-dioritas, cuarzomonzodioritas, cuarzomonzonitas, granodioritas, riodacitas, leucogranitoides (granitos aplíticos, alasquitas), cuarzomonzonitas y rocas más alcalinas (monzodioritas, monzonitas y sienitas) que se encuentran en diques de rumbo preferente N-S y en sills y cuerpos pequeños irregulares (Hammarstrom, 1992; Paladines & Rosero, 1996). El skarn mineralizado de los condominios de Nambija está en contacto con una monzodiorita porfídica y un pórfido de cuarzo-feldespato (de composición granodiorita a cuarzomonzonita).

4.3.3 Características del "skarn"

El término "skarn" es puramente descriptivo para rocas calcosilicatadas pardo-rojizas y verdes que incluyen granates de la serie grosularia-andradita, piroxenos de la serie diópsido-hedenbergita y/o grupos de minerales de epidota.

En la mayoría de los casos el "skarn" se desarrolló localmente en sedimentos volcanoclásticos calcáreos de interflujo situados dentro de las aureolas de contacto metamórficas/metasomáticas de las intrusiones de granitoides y particularmente de los pórfidos mineralizados. El contenido de carbonato parece estar relacionado fundamentalmente con el grado de skarnificación y la deposición del oro. Esto es particularmente evidente en las Minas de Nambija, donde las calizas impuras situadas horizontalmente en el fondo (volcanoclastitas andesíticas ricas en carbonato) fueron sostenidas por el reemplazamiento de las capas paralelas adyacentes a estructuras subverticales alimentadoras del oro.

En el Cinturón de Nambija existen dos tipos fundamentales de skarn: (i) skarns metamórficos o corneanas calco silicatadas, homogéneos o bandeados, que son generalmente concordantes y tienen amplia extensión lateral, (ii) skarns de mena, los cuales son más heterogéneos y complejos, y están estrechamente relacionados con fallas, fracturas y contactos litológicos cizallados, pero comúnmente concordantes a una escala bastante grande. Ambos tipos pueden seguir contactos litológicos y el skarn metamórfico está reemplazado, parcial o totalmente, por el skarn de mena (tipo skarnoide). Donde los skarns metamórficos bandeados están preservados, muestran una zonación mineralógica de escala centimétrica (tipo bimetasomática) con capas tobáceas adyacentes. En este estudio el énfasis se ha puesto en los skarns de mena, que postdatan al skarn metamórfico y están relacionados más directamente con la mineralización.

Todos los cuerpos de mena examinados parece que estuvieron formados en las intersecciones de diques o capas con las fallas. El estilo y la extensión lateral y vertical de la skarnificación varía considerablemente entre los diferentes depósitos. En Cambana las capas del “skarn” mineralizado (5 a 25cm de espesor) alternan con capas de tobas de cenizas. En las propiedades La Fortuna y Caty, capas de “skarn” de espesores comparables alternan con flujos andesíticos y unidades piroclásticas que han sufrido una intensa alteración argílica. El área de “skarn” de la Mina Guaysimi está formada por capas alternantes de “skarn” con rocas piroclásticas levemente metamorfizadas.

La skarnificación y la mineralización fuera de las fallas parece extenderse más en las capas volcanoclásticas de grano fino y menos en las de brechas volcanoclásticas de grano grueso. Se asume por tanto que las tobas de grano fino tuvieron una superficie mayor de reactividad y, que el control composicional y la mayor propensión a la fracturación, antes que la permeabilidad inherente, fueron el factor determinante en la extensión de la skarnificación.

4.3.4 Mineralogía del skarn

La petrografía de los skarns de Nambija (Beddoe-Stephens, 1989; Fortey, 1990; Litherland et al., 1992b; Hammarstrom, 1992) muestra una variación desde rocas monominerales de grandita a protolito incipientemente skarnificado, formado principalmente por rocas volcanoclásticas andesíticas con alteración propilítica (clorita, tremolita, actinolita, epidota, prehnita). La skarnificación incipiente, difícil de determinar con frecuencia en las muestras de mano, se identifica por cristales aislados de grandita nucleados en vetillas de clorita-calcita y, localmente, sprays de piroxeno y grupos de epidota. En la vecindad de las vetas de cuarzo mineralizadas con oro y controladas por fallas, esta asociación calco-silicatada está sobreimpresa por halos de alteración retrogresiva de cuarzo-feldespato K-escapolita y granates euhedrales de grosularita-andradita (internos) y epidota-calcita-clorita (externos). En el borde de la alteración interna el grado de inundación del feldespato-potásico rosado es bastante restringido. La segunda generación de granates ocurre típicamente en las ramificaciones de vetas de cuarzo y en las superficies de las fracturas. Se han citado sobrecrecimientos isotrópicos idiomórficos raros en la primera generación de granates anisotrópicos.

Los cristales tardíos de grandita muestran formas euhedrales perfectas adyacentes al cuarzo, feldespato K y calcita intersticiales. Hay núcleos discretos y bordes en la mayoría de los granos, indicando múltiples pulsos de fluido hidrotermal. En algunos lugares el cuarzo forma zonas de crecimiento concéntrico alternantes con grandita, indicando que este relleno intersticial localmente desarrollado es penecontemporáneo al crecimiento de la grandita, posiblemente como el resultado de una reducción de volumen durante la skarnificación. En otros lugares el crecimiento de grandita tardía se desarrolla a lo largo de las vetillas que cortan grandita temprana, indicando la existencia de varios episodios de crecimiento y fracturación.

Casi todos los análisis publicados de granates de estas rocas varían entre Ad_{21} y Ad_{72}, excepto por unas pocas muestras distales de andradita pura. Litherland et al. (1992b) informan de zonados de crecimiento involucrando un incremento de la componente andradita desde $Ad_{46}Gr_{51}$ a $Ad_{69}Gr_{29}$. No obstante, los análisis de secciones delgadas realizados en este estudio muestran una grandita marcadamente anisotrópica que en algunos lugares sobrecrece los núcleos de andradita. Esto ha sido determinado por el microanálisis que muestra los núcleos más ricos en hierro que los márgenes anisotrópicos. Los resultados de los análisis de microsonda de los granates realizados durante la actual evaluación caen en los mismos campos (Fig. 4.2) que los datos de Hammarstrom (1992) y Meinert (1998). La ausencia de andraditas puras se ha considerado debido al campo de muestreo. No existe una diferencia significativa en las composiciones de los granates entre Nambija Norte y Nambija Sur. Los granates que coexisten con oro en Mina Sultana del Cóndor tienen los contenidos de FeO marcadamente más bajos (ej. <10.54% FeO comparado con un mínimo de contenido de FeO de 16.6% para los granates de todos los otros tipos). A pesar de ello, los datos son insuficientes para ser estadísticamente significativos. Aunque no sea altamente anómalo, la mayoría de los granates contienen 0.5-1.5% de MnO. Esto es un componente ligeramente más espesartítico que el típico para los granates de skarn aurífero. Por otra parte, estas composiciones de grandita intermedia son típicas de los skarn de Au y serían bastante inusuales para la mayoría de los sistemas de skarn de metales base, incluyendo los de Fe, Cu y Zn, Pb (Meinert, 1992).

Todo el clinopiroxeno es diopsídico (Mg 0.7-0.88) y las composiciones determinadas durante esta evaluación caen en el mismo campo (Fig. 4.2) que los datos de Hammarstrom (1992) y Meinert (1998). Estos piroxenos pobres en Fe son atípicos de los skarns de Au (Meinert, 1998). El clinopiroxeno es también rico en calcio (24.4-34.5% de Ca) y tiene composición de salita. Uno de los rasgos más distintivos, sin embargo, es que el piroxeno es relativamente rico en Mn (2-4% de MnO; $Hd_{16-34}Jo_{5-13}$) y destaca localmente por su coloración púrpura. Este contenido en Mn es mayor que los citados en otros skarn de oro, pero significativamente menor que el típico de los skarns de Zn (Meinert, 1998).

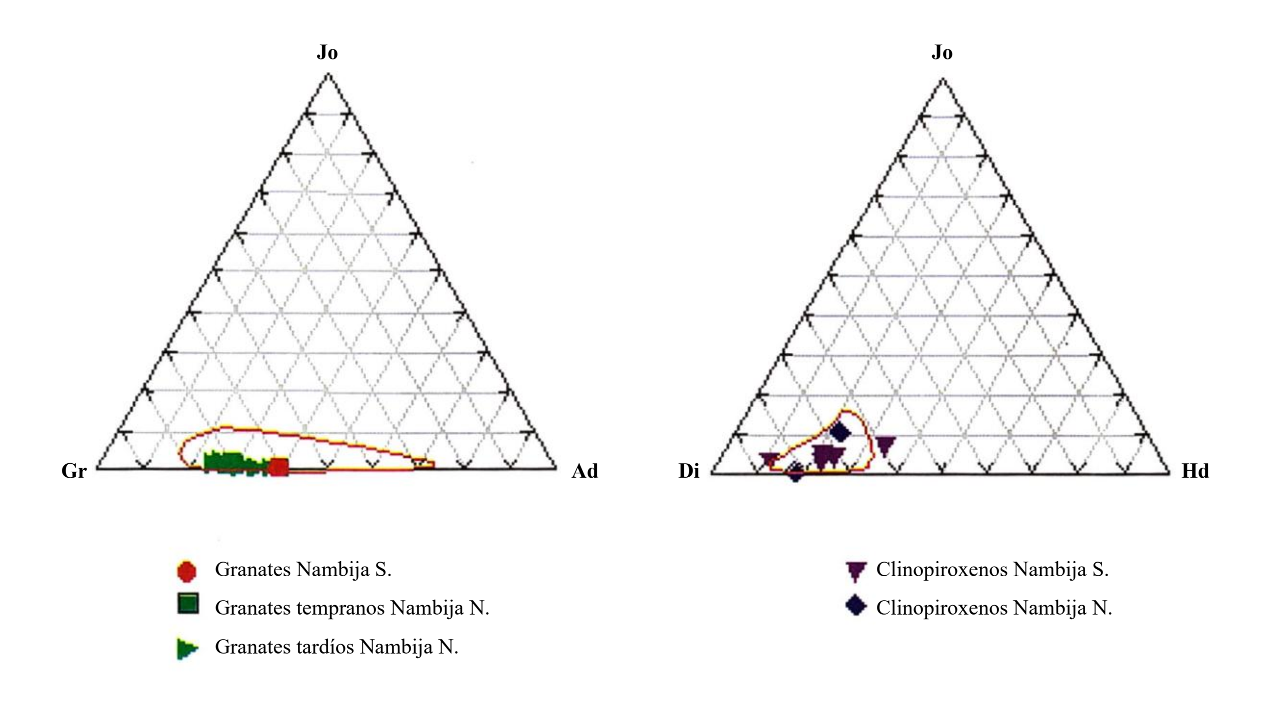


Figura 4.2 Gráficos ternarios de las composiciones de granate y piroxeno de los skarns del Cinturón de Nambija

Los minerales de alteración propilítica, clorita (Mg'70) y epidota, también presentan contenidos de MnO relativamente altos (1.6-2.8% de MnO). En resumen:

(i) Existe una gradación completa en la mineralogía del skarn, desde sólo con granate hasta sólo con piroxeno.

(ii) Tanto los granates como los piroxenos son pobres en hierro.

(iii) Los granates muestran disminución del contenido de hierro desde el núcleo al margen

(iv) El oro parece estar asociado con los granates con menores razones Fe/Ca, ej. los sobrecrecimientos tardíos.

(v) Los clinopiroxenos y también sus productos de alteración tienen elevados contenidos de Mn.

La combinación de valores altos de granate:piroxeno con granates y piroxenos pobres en Fe, sugiere que el sistema de Nambija es oxidado y pobre en Fe. Esto es coherente con la abundancia de mineral, las composiciones y la falta relativa de minerales de sulfuros de Fe.

Aunque la epidota es, generalmente, un componente menor y aparece ampliamente debido a alteraciones posteriores, hay casos de "skarn de epidota" (es decir falta de granate y piroxeno) o quizás más correctamente llamado "epidosita" que ha mostrado tener también oro. En algunos casos la epidota entrecrece con piroxeno diopsídico y ambos constituyentes parecen ser cogenéticos. El desarrollo de anfíbol + cuarzo ± calcita fue de formación ampliamente tardi- a post-epidota y la clorita-cuarzo claramente postdata a la epidota. En los ejemplos mineralizados, el oro no está alojado en la epidota, pero aparece como inclusiones y rellenos de fractura con pirita o en cuarzo con teluros de Bi.

4.3.5 Mineralización

El oro en Nambija y minas próximas aparece dentro de vetas de cuarzo localmente acompañado por carbonato, feldespato K ± clorita ± epidota. También pueden aparecer cantidades secundarias de pirita, menores de calcopirita y trazas de pirrotina, magnetita, esfalerita, galena y teluros de Bi dentro del cuarzo y/o en la zona proximal de alteración, pero no existe una fuerte asociación entre estos sulfuros y el contenido de oro. El contenido total de sulfuros está en un rango de 0.5-5% y frecuentemente bajo el 1%. El oro ocurre en forma de pequeñas masas, láminas o diseminaciones finas dentro de, o asociado a, las vetas en las litologías skarnificadas. El oro, además de estar alojado en el cuarzo, también aparece dentro de carbonato, clorita (Foto 4.1), clinopiroxeno alterado, granate y pirita (y fracturas dentro de estos minerales: (Foto 4.2). El oro aparece localmente asociado con minerales de Bi, pero no ha sido observado con sulfuros de metales base. A este respecto, se ha citado que la esfalerita coexiste con el oro en microfracturas cortando el granate (Ecuanor, infor. no publ.). Mientras que la mineralización aurífera ocurre principalmente dentro del skarn de grandita de alta ley (skarn de mena) y hay una intensa correlación entre las litologías skarnificadas y la presencia de oro, también puede aparecer en otros tipos de rocas íntimamente asociados (cuarcitas, volcanoclastitas gruesas y brechas). Las vetas controladas estructuralmente son principalmente discontinuas de escala cm-dm y lensoidales.



Foto 4.1 Vetillas de "stockwork" de cuarzo y pirita entrecruzadas con bordes conspicuas de silicificación dentro granodiorita meteorizada expuesto en la Quebrada Cumay. Pórfido de cobre Cumay, Nambija Norte



Foto 4.2 Núcleo de sondeo CU-30, profundidad 135.4m, pórfido de Cumay, Nambija Norte. Granodiorita biotítica con un "stockwork" de (i) vetillas de biotita – clorita + pirita y calcopirita (ii) vetillas de cuarzo + pirita ± molibdenita ± magnetita con bordes de feldespato K y salbandas exteriores de biotita, (iii) películas de fracturas con pirita y calcopirita

La impregnación de las rocas skarnificadas adyacentes es principalmente en forma de vetillas irregulares de escala milimétrica y lentículas conectadas por fracturas de cuarzo gris translúcido. Localmente puede ocurrir inundación extensiva de cuarzo creando bolsonadas de ley bonanza que han sido el objetivo de la minería de pequeña escala. Las leyes de oro en Nambija son muy erráticas, pero pueden estar directamente relacionadas con las fallas alimentadoras. En el sector Mapasingue se ha citado que las leyes de oro disminuyen en intervalos de 10 m desde la falla principal del siguiente modo: >100 g/t, e. 30 g/t, e. 10 g/t, <10g/t. Esta disminución puede compararse con las secciones muestreadas en la mina Campanillas (ver Fig. 4.5).

En las láminas delgadas el cuarzo de las vetas es claro, sin deformar y poiquilítico, lo que ha sido citado como evidencia de una introducción tardía bajo condiciones epitermales (Litherland et al., 1994). Este veteado y la mineralización aurífera acompañante son característicos de alteración tardía en skarns ricos en grandita (Meinert, 1998). En contraste aparente, algunas de las vetas de cuarzo llevan granates y/o tienen envoltorios de granate (Foto 4.3) que sugieren una contemporaneidad general con la formación del skarn. Las temperaturas de homogeneización de las inclusiones fluidas de este cuarzo (Shepherd, 1988) indican formación o recristalización y annealing, a temperaturas relativamente bajas, unos 200°C. Hay inclusiones simples de dos fases sin minerales hijos y la salinidad total es <26wt% NaCl equiv. Además, se indica un patrón de decrecimiento de la temperatura de los fluidos a alrededor de 150°C e incremento de la salinidad a alrededor de 2 a 24wt% NaCl equiv. por comparación de los datos de las inclusiones fluidas del cuarzo del skarn de granate aparentemente no retrógrado, con los del cuarzo en las rocas con carbonato-feldespato K (Shepherd, 1988).

Más de 100 granos de oro fueron estudiados cualitativamente con una microsonda electrónica y todos fueron del tipo bajo en plata, con un rango limitado de composiciones, la mayoría alrededor del 7% de Ag, pero con unos pocos granos <1% de Ag. Están presentes cantidades menores de sulfuros (calcopirita, pirita, galena) y los teluros están íntimamente asociados con el oro en algunos lugares. Los teluros identificados incluyen telurobismutinita (Bi_2Te_3), tetradymita (Bi_2Te_2S), krenerita/calaverita ($AuTe_2$), altaita (PbTe), petzita (Ag_3AuTe_2), hessita (Ag_2Te) y coloradoita (HgTe). El contenido bajo de plata y la presencia de teluros en el oro constituyen una marca distintiva de la mineralización de oro alojado en skarns (ver Cap. 7).

4.3.6 Alteración, sobreimpresión y paragénesis

Los skarns muestran, típicamente, reemplazamiento parcial de las asociaciones minerales anhidras ampliamente prógradas por asociaciones retrógradas secundarias progresivamente más hídricas.

Varias secuencias paragenéticas son claras:

(i) Skarn de granate-clinopiroxeno (gar = pyx) con alteración a granate posterior seguido de cuarzo y oro.

(ii) Skarn de grandita (gar >> pyx) con alteraciones sucesivas a (i) epidota + calcita + cuarzo ±sulfuro, (ii) anfíbol ± calcita, (iii) clorita + cuarzo y (iv) cuarzo + oro.

(iii) Skarn de granate-clinopiroxeno (gar = pyx) con alteración sucesiva a (i) epidota + anfíbol + calcita + cuarzo, (ii) clorita + cuarzo + calcita + sulfuro, y (iii) cuarzo + feldespato K ± oro.

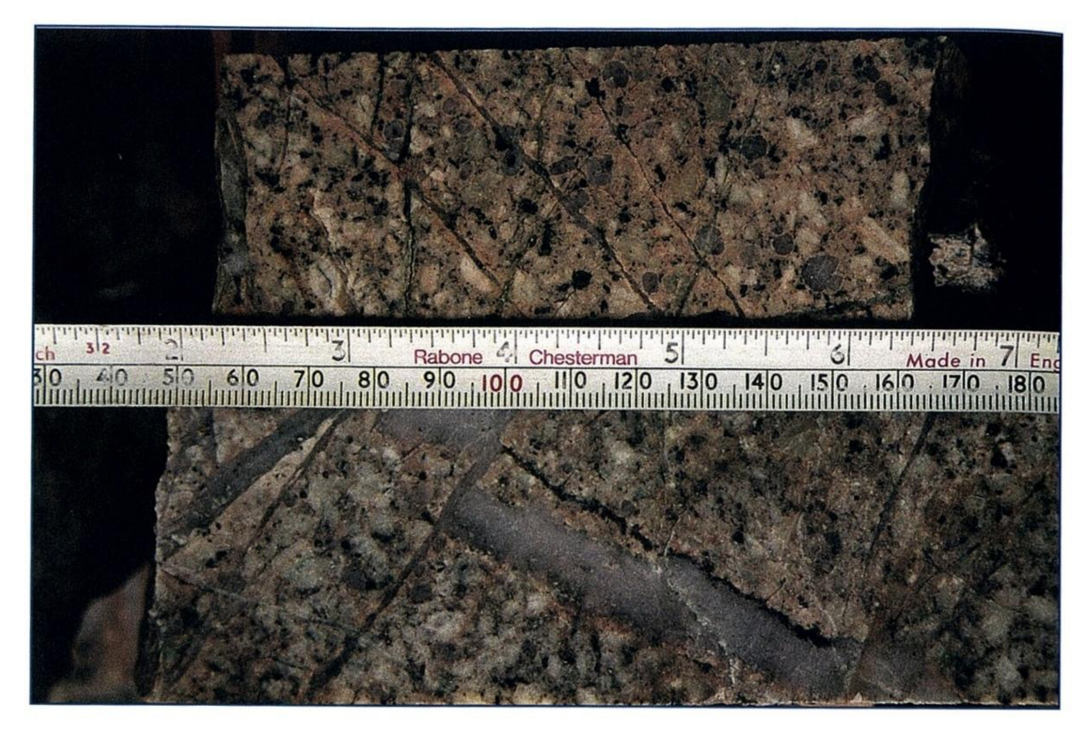


Foto 4.3 Núcleos de sondeo CU-17, profundidades 182.56 m (sup). y 183.43 m (inf.), Pórfido de Cumay, Nambija Norte. Pórfido de cuarzomonzonita con ojos de cuarzo y fenocristales de plagioclasa y biotita. En la muestra superior la matriz ha sido feldspatizada-K. El "stockwork" muestra varias generaciones de vetamiento incluyendo (i) clorita biotitizada, (ii) cuarzo ± pirita ± calcopirita con bordes de feldespato-K, (iii) carbonato + epidota, y (iv) yeso



Foto 4.4 Núcleos de sondeo CU-17, profundidades 51.7 m (sup.) y 52.6m (inf.), Pórfido de Cumay, Nambija Norte. Pórfido de cuarzomonzonita con alteración verdosa de la plagioclasa debido a sericita, minerales de epidota y arcilla. En la muestra (sup.) la alteración está bordeando las vetillas de "stockwork" mientras en la muestra (inf.) el estilo de alteración es más fuerte y penetrante y se ve en contraste marcado con las vetillas de cuarzo y pirita con bordes rosados de feldespato-K

En el primer ejemplo no hay alteración de skarn retrógrado. La asociación de skarn está simplemente cortada por vetillas de cuarzo que llevan localmente oro ± pirita. Además, parece haber una transición desde las vetas de cuarzo con envoltorios de granate a aquellas en las que las vetas de cuarzo y la inundación de cuarzo ocurren sin reacción aparente. La falta de reacción retrógrada con granate, como la formación de la epidota sugiere que la temperatura del veteado de cuarzo fue relativamente alta y más allá del rango de la mineralización de tipo epitermal. La inundación de cuarzo-calcita ± feldespato K es claramente post-formación del granate, pero técnicamente no es retrógrada en el sentido de que no remplaza a una asociación prógrada de skarn.

En otros ejemplos hay una evidencia clara de alteración tardía a calcita, clorita, anfíbol, minerales del grupo de la epidota y, en algunos lugares, albita. Estos minerales de alteración también aparecen en vetas que cortan a la asociación de skarn y en áreas epidotizadas. Ninguno de los márgenes de vetas examinados muestra desarrollo de sericita (estadios avanzados de alteración fílica-argílica), como ha sido sugerido por autores previos. La plagioclasa está frecuentemente pulverulenta por la alteración a sericita, especialmente en relación con la alteración/mineralización clorítica. Donde la sericita ha sido citada, ha sido debido, en gran medida, a la sobreimpresión de envoltorios de alteración fílica relacionada con pórfidos.

4.3.7 El feldespato K: revisión de su papel

El estatus del feldespato K es un factor importante en la interpretación de la génesis de los skarns portadores de oro y sus relaciones con los "stockworks" porfídicos, además es la fase que más fácilmente se separa para la datación por técnicas radiométricas de K-Ar.

El feldespato K está comúnmente asociado con la skarnificación y aparece, localmente, asociado íntimamente con el cuarzo portador del oro. En la mina Cambana, por ejemplo, es usado como trazador del oro. A pesar de ello, puede estar ausente en algunos sectores con mineralización de oro (ej. Toscón, Sultana del Cóndor) y presentarse en rocas skarnificadas estériles o con contenidos subeconómicos de oro, como es el caso del skarn de cobre pobre en oro de Campanillas Oeste. El hábito general de los feldespatos K parece indicar que, en la mayoría de los casos, su emplazamiento fue tardío en la paragénesis.

Sin embargo, las observaciones microscópicas indican que el feldespato K, junto con el cuarzo, granate y clinopiroxeno, fue parte de la asociación temprana de alta temperatura; a pesar de la evidencia de que el feldespato K rellena vetas y skarn brechificados y también forma bordes, lentes y segregados de las vetas de cuarzo. Esto sugiere que gran parte del feldespato K ha sido simplemente remobilizado durante y después de la skarnificación, más que introducido tardíamente. La asociación espacial común del oro visible con el feldespato K también necesita ser revisada. Las observaciones macroscópicas pueden llevar a sugerir que el oro está localizado normalmente dentro o en los márgenes del feldespato K. Cuando es examinado microscópicamente, queda claro que el oro está en forma de grupos finos asociados con la alteración carbonatada tardía.

Investigadores previos en el área han considerado que el feldespato K rosado, asociado con la mineralización de oro alojada en skarn, es adularia, una variedad de la ortoclasa débilmente triclínica de temperatura moderada a baja, que frecuentemente ocurre en los sistemas epitermales de baja sulfuración. Mientras que las formas de crecimiento libre muestran la típica forma pseudo-rómbica del feldespato K, el color rosa es en cierta manera atípico para la adularia. El feldespato K del sector central de la mina Sultana del Cóndor (muestra ST-8) fue identificado por difracción de rayos X como microclina intermedia, no como adularia. También se detectaron trazas de prehnita que podrían indicar un evento metamórfico regional de muy bajo grado postdatando a la formación de las vetas auríferas de cuarzo + feldespato K + pirita. Este evento pudo haber reordenado la red original del feldespato K adularia. Las vetas con feldespato potásico están localmente cortadas por vetillas estériles de cuarzo fibroso ± calcedonia ± carbonato ± prehnita. Además, el skarn, y por inferencia las vetas con feldespato K, está también cortado por diques andesíticos postminerales. Se requiere trabajo adicional para comprobar por qué este posible reordenamiento es un fenómeno generalizado. También es particularmente pertinente con respecto a la interpretación de las edades Paleoceno-Eoceno obtenidas de los feldespatos K.

4.4 Sistema Porfídico El Tierrero

4.4.1 Introducción

La asociación genética y espacial entre la mineralización de oro alojada en skarn y la mineralización en "stockwork" porfídico dentro del Cinturón de Nambija está bien establecida. A pesar de ello, la exposición del sistema porfídico es pobre y los afloramientos están altamente meteorizados. En el campo minero de Nambija el stock intrusivo de El Tierrero (95500-745615) es lo más próximo a los skarns auríferos. Dos perforaciones de 400 m realizadas por PLACER DOME en diciembre de 1997 a través del depósito de skarn y hasta los granitoides infrayacentes en el sector de El Tierrero de los Condominios de Nambija (Fig. 4.1) concede una oportunidad ideal para el estudio de las relaciones skarn-pórfido. La expectativa de PLACER DOME era encontrar un enorme sistema de pórfido bajo Nambija. Ambas perforaciones cortaron rocas magmáticas félsicas entre 180 y 250 m y hay un impresionante veteado en "stockwork", aunque los valores de Cu-Au fueron descorazonadores y el programa de perforación fue pronto abandonado.

Se revisaron 727 metros (de un total de 800 metros) de los núcleos de las perforaciones PDH-01 y PDH-02 y se realizaron 50 espectros de PIMA (8 del PDH-01 y 42 del PDH-02). Las columnas resumen junto con los datos del PIMA son presentadas en el Apéndice IIc. Se realizaron estudios mineralógicos y de inclusiones fluidas de 12 muestras (3 del PDH-01 y 9 del PDH-02) y datación isotópica de 2 concentrados de sericita.

4.4.2 Observaciones generales

Las rocas intrusivas varían entre granodiorita hornbléndica gruesa (tonalita a cuarzomonzodiorita) y pórfido cuarzo-feldespático de composición dominantemente riodacítica a dacítica. Dentro de la secuencia meta-volcanosedimentaria de Nambija también hay pequeños cuerpos y hojas de bajo ángulo de microdiorita, monzodiorita, monzonita, y microtonalita que han sido atribuidas a esta última "suite" intrusiva. Sin embargo, la mayoría de estas intrusiones han sido alteradas a feldespato K, sericita, clorita y arcilla, de modo que ni las composiciones originales ni las edades son bien conocidas. Además, la mineralización en "stockwork" de los granitoides bajo Nambija, independientemente de su origen es, sin duda, el sistema hidrotermal alimentador. Los valores de cobre aumentan hacia arriba a través de la sección hasta la interfase con los skarn donde disminuyen marcadamente. El ubicuo veteado de feldespato K bordeado de cuarzo parece idéntico a la mineralización epitermal de oro en los skarn superpuestos. A pesar de algunas diferencias, las dos perforaciones de los granitoides pueden ser subdivididas en tres partes como sigue:

Zona de techo dominada por la intercalación de hojas de pórfidos/felsitas en las corneanas de caja. Las características incluyen brechificación, asimilación parcial y contaminación. Las alteraciones silícea y potásica (feldespato K) están asociadas con las primeras apariciones del skarn. Esta es la sección más cuprífera (py_{Cu}> cp > cov > mo) y se distingue por la primera aparición de cantidades significativas de magnetita y pirrotina que elevan, esporádicamente, la susceptibilidad magnética. Vetillas tardías de carbonato ± clorita y forros de las fracturas-cizallas. Generalmente la alteración potásica es la dominante.

La zona de pórfido cuarzo-feldespático comprende una litología bastante uniforme interrumpida solamente por algo de brechificación y contaminación localizada de roca de caja asimilada (Foto 4.4). El "stockwork" de vetas de cuarzo está bien desarrollado y la abundancia de vetas aumenta dramáticamente (hasta 60% de la roca) (Foto 4.5) hacia el contacto brechificado con las rocas encajantes suprayacentes de la zona de techo. Las vetas son casi subverticales en la parte inferior de la zona, pero se aplanan hasta una disposición subhorizontal según se aproximan al contacto superior. Las vetillas de carbonato tardío son frecuentes y los minerales de manganeso (rodonita/rodocrosita) están localmente presentes. Alteración potásica moderada a fuerte; grado de silicificación más variable. Sulfuros por orden de abundancia: pirita > molibdenita > pirita cuprífera > calcopirita.

Zona de transición caracterizada por la gradación (alternancia difusa) entre granodiorita de megacristales de cuarzo-feldespato y pórfido cuarzo-feldespático con brechas esporádicas. También está tipificado por una silicificación intensa de naturaleza más penetrativa; el veteado en "stockwork" discreto, que está inclinado de moderado a fuerte, es menos abundante. Presencia de vetillas de rodonita temprana, carbonato tardío y "stringers" de pirita. Alteración potásica (feldespato K ± biotita) moderada a fuerte asociada con las vetas del "stockwork". Los sulfuros más comunes son pirita y molibdenita (Foto 4.6).



Foto 4.5 Hilos de pirita del "stockwork" dentro del pórfido Tumi (Cerro Colorado), Mina Real, Nambija Sur

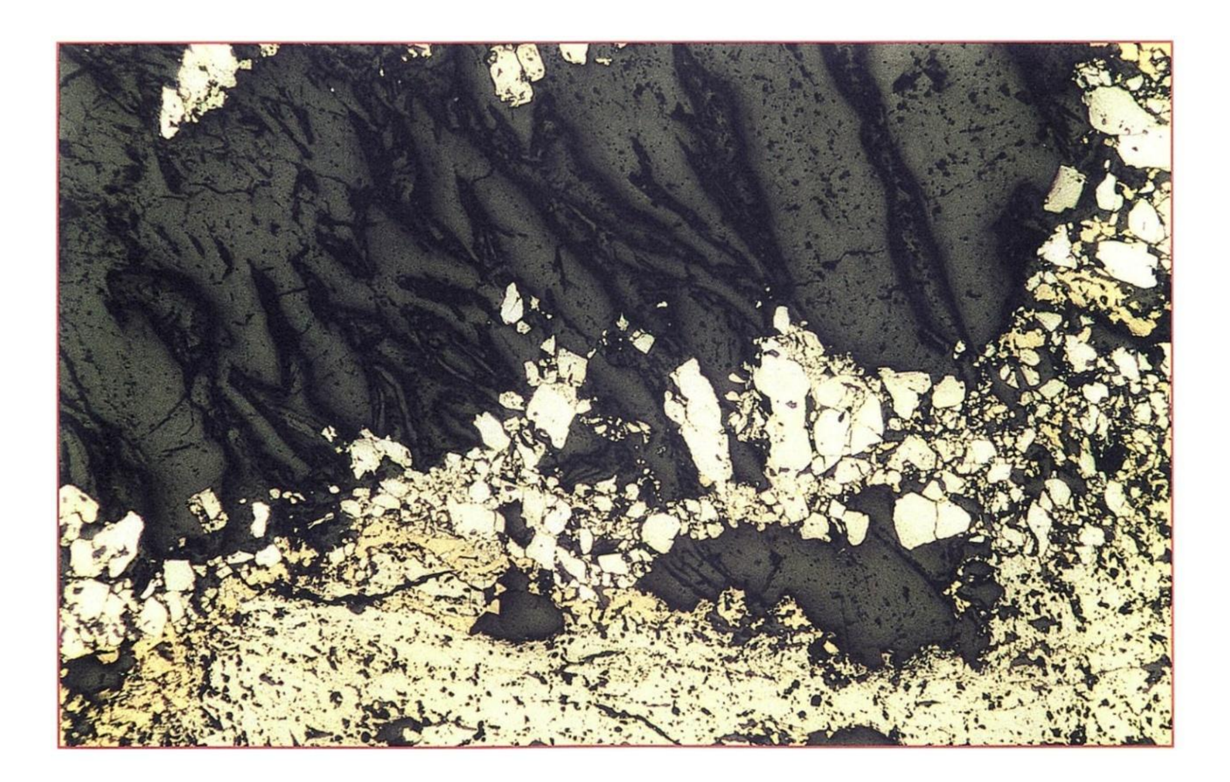


Foto 4.6 Microfotografía en luz reflejada de la muestra TM-48 de una vetilla en el pórfido de Tumi (Cerro Colorado), Mina Real, Nambija Sur. Calcopirita depositada más o menos a lo largo del contacto entre pirita masiva y pirita desagregada en la ganga la cual está compuesta de cuarzo con hojas de carbonato

4.4.3 Datación

Las edades de K-Ar de dos muestras de sericita, una de cada perforación, fueron de 100 ± 3 Ma (PDH-01; muestra NB-176) y 116 ± 4 Ma (PDH-02; muestra NB-170), ambas del Cretácico Medio. La edad de 116 Ma se obtuvo de una muestra con vetillas de "stockwork" tempranas de cuarzo-feldespato K-molibdenita y es comparable con la edad obtenida de un dique cortando al skarn en la mina Sultana del Cóndor. La muestra NB-176, que dio una edad de 100 Ma, está localmente caracterizada por vetillas sulfurosas de estadio tardío. Esta muestra dio un buen duplicado de concordia y se considera la más fiable de las dos edades. La edad de 100 Ma es comparable con la edad obtenida de una vetilla de feldespato K (102 ± 3 Ma) en el pórfido de cobre de Cumay (Cap. 4) y de una edad en mica (96 ± 10 Ma) de un dique del pórfido de Chinapintza (Cap. 5).

4.4.4 Alteración

Los datos del PIMA confirman que los skarn-corneanas sobre el "pórfido" han sufrido alteración mixta potásica (feldespato K-flogopita ± moscovita) y propilítica (clorita magnésica e intermedia y epidota). La zona de techo del pórfido está tipificada por la alteración argílica (illita-halloysita-caolinita) con vestigios de alteración propilítica hidrotermal y potásica (o fílica). La zona de pórfido de cuarzo-feldespato se caracteriza por una asociación de alteración mixta potásica-fílica-argílica (feldespato K/moscovita/sericita/fengita/illita). La zona de transición pórfido-granodiorita tiene una asociación de alteración similar a la de la zona de pórfido cuarzo-feldespático y se distingue sólo por la alteración propilítica localizada (clorita intermedia-epidota). Las evidencias indican una marcha general hacia arriba con alteración más intensa y penetrativa según se acerca el contacto de techo del pórfido con las rocas de skarn. Paralelamente a esto existe un incremento de la intensidad de fracturas y vetas en el "stockwork" que sugiere entrampamiento y estancamiento parcial de los fluidos en la zona de techo de la intrusión.

4.4.5 Paragénesis

La paragénesis para la mineralización porfídica de cobre-molibdeno basada sobre observaciones de juegos de vetas entrecruzadas está compuesta de:

(i) "Stockwork" de feldespato potásico (ortoclasa = KF)

(i) "Stockwork" de cuarzo + KF + magnetita + pirita + calcopirita + molibdenita

(ii) "Stockwork" de cuarzo + pirita + calcopirita + molibdenita

(iii) Vetillas de cuarzo + pirita + hematita

(iv) Epidota (clorita)+ pirita + calcopirita + molibdenita

(v) Vetillas de sericita (solamente en la granodiorita)

(vi) Vetillas de yeso

(vii) Fracturas o planos de falla con hematita

La secuencia de emplazamiento de las vetas del “stockwork” sigue, generalmente, el patrón de la secuencia clásica de El Salvador (Gustafson & Hunt, 1975). El “stockwork” con feldespato potásico es de tipo ‘A’, mientras el “stockwork” de cuarzo, molibdenita y otros sulfuros, pero sin feldespato K es de tipo ‘B’ y las vetillas subsecuentes son de tipo ‘D’. Dentro, en el “stockwork” del pórfido no han identificado una fase epitermal tardía con oro.

4.4.6 Inclusiones fluidas

Los estudios por ablación de láser de las inclusiones fluidas presentes en las vetas de cuarzo sugieren que el sistema hidrotermal bajo los skarns de Nambija es anómalo. Los fluidos son diferentes químicamente de los pórfidos ricos en Cu, como Bingham y Grasberg (Shepherd, com. per.) por los siguientes aspectos:

(i) Ausencia de inclusiones fluidas hipersalinas, típicas de otros pórfidos de cobre.

(ii) Contenidos anómalos bajos en los fluidos de Fe, Pb y Zn y de las relaciones Fe/Na.

(iii) Algunos cristales de calcopirita están presentes en las inclusiones, pero generalmente los niveles están bajo los límites de detección.

4.4.7 Discusión

La mineralización de Nambija está compuesta de por lo menos dos fases distintas:

(i) Mineralización porfídica de cobre-molibdeno hospedada por vetas de cuarzo y feldespato potásico, una envoltura de alteración y “stockworks” dentro de las litologías de granodiorita y skarn.

(ii) Vetas epitermales de cuarzo-carbonato-adularia-oro de baja sulfuración hospedadas principalmente en litologías de skarn. La alteración en Nambija está dominada por skarnificación prógrada y retrógrada, propilitización, silicificación y alteraciones de feldespato K y carbonato. La alteración fílica (sericitización) ocurre solamente en la granodiorita mineralizada.

Es tentador correlacionar la mineralización de oro epitermal con la mineralización porfídica de cobre-molibdeno debido, principalmente, a que ambas están relacionadas con vetamiento de cuarzo acompañado por alteración de feldespato K (rosado). Sin embargo, si se muestra que los feldespatos potásicos son diferentes, por ejemplo, ortoclasa de alta temperatura asociada con el pórfido de Cu-Mo, y microclina de baja temperatura asociada con el oro epitermal, como se ha identificado en la Mina Sultana del Cóndor, entonces será improbable que estas mineralizaciones estén estrechamente relacionadas genética ni temporalmente, a menos que haya una condensación telescópica fuerte del sistema magmático-hidrotermal. Los yacimientos epitermales de metales preciosos ocurren en asociación con depósitos de pórfido de cobre-molibdeno (ej. Bingham Canyon, Utah) pero normalmente están ubicados en la periferia del sistema porfídico. El descubrimiento de vetillas de “stockwork” molibdeno-calcopirita-pirita-cuarzo (tipo B) en la asociación recubierta de skarn con oro de PDH-01 sugiere que los sondajes están situados directamente sobre el núcleo del sistema porfídico cobre-molibdeno. Todavía queda la posibilidad de que existan dos eventos de mineralización superpuestos distintos.

Hay tres métodos para discriminar estos eventos:

a. Petrografía

Como se ha mencionado antes, en los skarns hay evidencia de veteado de metales base mesotermales y de oro epitermal de baja sulfuración, pero no hay evidencia de mineralización de cuarzo-adularia-oro de baja temperatura en el "stockwork" porfídico infrayacente. Esto puede no ser sorprendente en términos de gradientes altos de temperatura o de sistemas que han sufrido condensación telescópica. Si ha habido un marcado hiato entre los eventos mineralizantes, debería haber evidencias de vetillas tardías de cuarzo + feldespato K + oro en el pórfido que serían aproximadamente contemporáneas de las vetillas de sericita. Esto no ha sido observado en El Tierrero.

b. Datación radiométrica

Las dataciones K-Ar de la sericita en vetillas tardías dan una edad cretácica media (116-100 Ma) mientras que el feldespato K derivado de vetillas auríferas en los depósitos de skarn en Cambana (Nambija Norte) y Guaysimi Alto (Nambija Sur) dieron edades del Paleoceno a Eoceno Inferior (48-65 Ma). La edad eocena para el oro epitermal alojado en skarn de Nambija está corroborada por una edad no publicada de 50 Ma mediante Ar^{40}-Ar^{39} en feldespato K (Jemielita, com. per.). La gran diferencia de edad no puede explicarse por reajuste, y no apoya un modelo cogenético para el skarn de oro y la mineralización porfídica en "stockwork".

c. Inclusiones fluidas

Los datos preliminares de las composiciones de las inclusiones fluidas en las vetas de "stockwork" alojadas en intrusiones están bien caracterizados. Las inclusiones de alta salinidad están virtualmente ausentes del "stockwork" de cuarzo, pero se ha notado que la salinidad aumenta marcadamente en el cuarzo portador de oro de más baja temperatura (Shepherd, 1988). No hay discrepancia aparente entre las salinidades, pero la evolución de la composición de los fluidos parece ser contraria al patrón normal de desarrollo de la composición de los fluidos en los sistemas porfídicos. A pesar de ello, ha sido reconocido que El Tierrero no es un pórfido de cobre típico y por tanto se pueden esperar patrones aberrantes.

A pesar de la cercana relación espacial, las similitudes en el estilo de la mineralización y la falta de evidencia de sobreimpresión de cuarzo-feldespato K de baja temperatura en el sistema porfídico, la diferencia de edad (ca. 40-50 Ma) sugiere intensamente que el "stockwork" porfídico mesotermal y la mineralización aurífera epitermal alojada en oro no son cogenéticos.

4.5 Pórfido Cu-Mo de Cumay

4.5.1 Introducción

El prospecto de pórfido de cobre Cumay está situado en el lado occidental del segmento Norte del Cinturón de Nambija, 3.5 km al ENE de San Carlos de las Minas y 20 km al ENE de la ciudad de Zamora. Está en una elevación de 1200-1600 msnm dentro de la cuenca de la Quebrada Cumay y su principal tributario, la Quebrada San Miguel. El prospecto fue explorado ampliamente por Ecuanor S.A. durante el período 1994-1997, pero resultó sub-económico.

La mineralización en "stockwork" del pórfido cubre un área de alrededor de 1 km^2 y está situada en gran medida dentro de una secuencia volcanosedimentaria rodeada por fallas, y localmente skarnificada, perteneciente a la Unidad Piuntza (triásica) asociada con intrusiones tardías de cuarzomonzonita porfídica. En esta latitud la Unidad Piuntza forma un estrecho corredor de 850-1500 m de anchura entre stocks dioríticos y en la zona del prospecto su anchura es de 1200 m (Figs. 4.1 y 4.3). El cinturón está flanqueado a ambos lados por la suite intrusiva del batolito jurásico de Zamora, que varía composicionalmente de diorita a granito-cuarzomonzonita, pero que comprende predominantemente granodiorita.

El pórfido de cobre Cumay fue incluido en esta evaluación por ser el prospecto de pórfido más intensamente explorado dentro del Cinturón de Nambija. Posteriormente Ecuanor dio acceso a valiosos datos de Cumay y en ellos se ha basado principalmente este informe. Se realizó además una travesía de reconocimiento a lo largo de la Quebrada Cumay y se examinaron 690 m de núcleos de perforaciones (sondeos CU-3, CU-17, CU-24, CU-30 y partes seleccionadas de CU-23, CU-28, CU-34 y CU-37), de los que se tomaron 22 muestras y se realizaron unas 1500 medidas con el kappámetro.

4.5.2 Geología local

Los volcánicos de la Unidad Piuntza varían desde andesitas, pasando por tipos composicionales intermedios y sub-silíceos, hasta riolitas y cuarzo latitas volumétricamente inferiores. Son tobas principalmente, pero incluyen flujos e intrusiones de alto nivel relacionadas. Las rocas sedimentarias son poco frecuentes, como las unidades de skarn, y han sido diferenciadas claramente sólo en los enclaves de techo de la parte Este del graben de Nambija.

Las rocas intrusivas del Batolito de Zamora bordean e infrayacen al Cinturón de Nambija. Ecuanor ha subdividido las rocas de Batolito de Zamora en dos suites, una a cada lado del graben, pero ambas tienen un rango similar de tipos de roca. En orden cronológico de emplazamiento son:

(i) Diorita a cuarzodiorita temprana.

(ii) Granodiorita, localmente subporfídica, a cuarzo monzodiorita y cuarzo monzonita.

(iii) Cuarzo monzodiorita leucocrática a sub-leucocrática a granito.

(iv) Pórfido cuarzo monzonítico, leucogranito/leucodiorita aplíticos y alaskita.

(v) Gabrodiorita, diorita porfídica y andesita.

Hay cierta cantidad de mezcla e hibridación entre las dioritas-cuarzodioritas tempranas y la fase principal de la suite granodiorita-cuarzomonzonita (mostrada en la Fig. 4.3 mediante una mezcla de tramas) que sugiere una secuencia de emplazamiento coetánea o muy continua. Las últimas dos fases ocurren principalmente como diques, hojas, pequeños stocks y/o cuerpos lacolíticos que cortan a la geología. Los diques de cuarzomonzonita porfídica tardi-mineralización tienen un rumbo predominante NNE (variando a ENE-WSW), la suite de la alaskita varía entre ENE y WNW y la suite de diques gabro-dioríticos muestra rumbos NE y NNW. Una suite de diques de pórfido cuarzomonzonítico parece postdatar los diques de rumbo NNE y un stock de granito aplítico de final del estadio. Más al Sur los diques de cuarzo monzonita tienen su techo en los skarns portadores de oro de La Fortuna (Fig. 4.1).

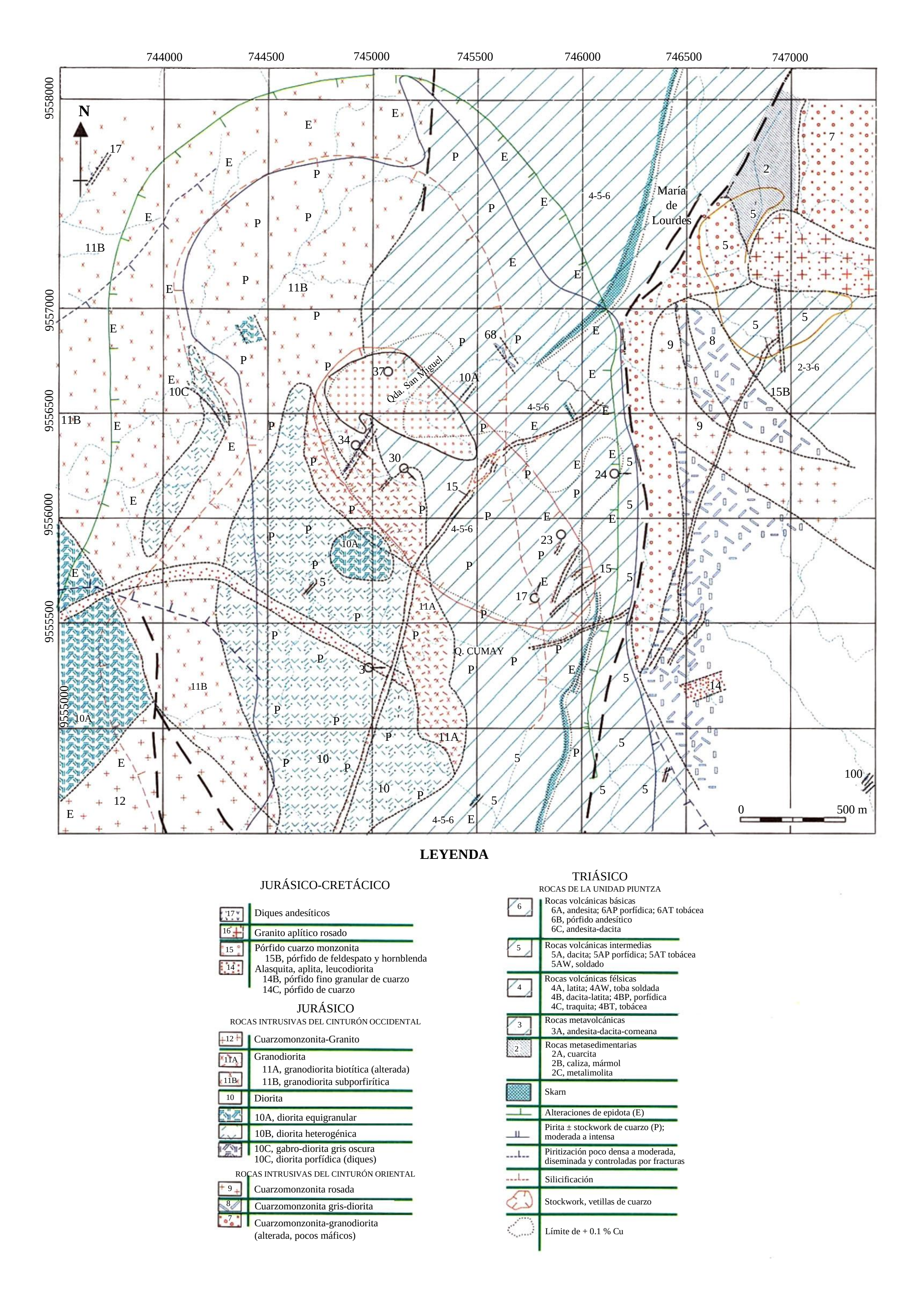


Figura 4.3 Mapa geológico con límites de mineralización/alteración del pórfido Cu-Mo del prospecto Cumay, Nambija del Norte. Compilación basada en los mapas de Ecuanor. Se indica solamente las ubicaciones de los sondajes examinados

4.5.3 Datación K-Ar

Las muestras de pórfido cuarzo monzonítico tomadas del sondeo CU-23 (prof. 274.7-277.85 m) dan una edad en hornblendas, del final del Jurásico de 141 ± 5 Ma mientras que la muestra de una vetilla de sulfuros + feldespato K en la granodiorita del sondeo CU-30 (prof. 143.93 m) dio una edad mucho más joven de 102 ± 3 Ma correspondiente al Cretácico Inferior-Medio (Albiense). La edad del pórfido cuarzo monzonítico es comparable con la obtenida de la fase de diques tardi-mineralización del depósito de pórfido de cobre San Carlos (Cap. 3.2) y sugiere intensamente que representa los últimos magmas residuales del Batolito de Zamora. La edad cretácica derivada de vetillas mineralizadas es comparable con las edades de sericita del pórfido de El Tierrero en Nambija y los diques andesíticos de pórfido de hornblenda, post-skarnificación, de rumbo N-S, de la mina Sultana del Cóndor. Si se acepta que el pórfido cuarzo monzonítico está relacionado genéticamente con la mineralización en "stockwork" del pórfido, entonces se debe concluir que la edad más joven obtenida de la veta ha sido un reajuste de un evento tectono-magmático del Cretácico.

4.5.4 Principales fases intrusivas

Las rocas dioríticas sólo han sido observadas dentro del envoltorio de alteración y cortadas por las vetillas del "stockwork". Son típicamente de grano medio y equigranulares y están compuestas de un 60-70% de plagioclasa alterada a arcilla y sericita, 20-30% de máficos (productos de alteración de hornblenda y clorita y/o biotita) y hasta un 10% de cuarzo intersticial. Estas rocas pueden contener hasta un 20% de feldespato K secundario y dependiendo de la cantidad primaria de éste, pueden ser parcialmente de composición monzodiorítica.

La fase principal de granodiorita de grano grueso presenta dos facies diferentes. El tipo principal es una granodiorita biotítica con el 45-60% de plagioclasa (<4 mm) euhedral a subhedral, comúnmente zonada con núcleos de andesina y bordes de oligoclasa, 10-20% de ortoclasa (<3 mm) parcialmente con posible origen hidrotermal, 7-25% (típicamente 10-15%) de biotita (<4 mm) pseudomorfa de la anfibolita, alrededor del 15-18% de cuarzo, magnetita accesoria y esfena e ilmenita menores. Dependiendo de los contenidos relativos de cuarzo y minerales máficos esta roca pasa al campo composicional de la monzodiorita. Localmente puede tomar la apariencia de un micropórfido abarrotado. La otra facies es del tipo sub-porfídico con hasta el 25% de plagioclasa (<5 mm), <25% de máficos de grano fino (biotita ± hornblenda ± clorita y magnetita) y cantidades variables de feldespato K y cuarzo. La subdivisión llamada granodiorita alterada de la Fig. 4.3 es el equivalente alterado de la granodiorita biotítica, donde la plagioclasa y en menor medida la biotita está completamente reemplazada por sericita ± moscovita de grano fino. La cuarzomonzonita asociada con la fase de intrusión granodiorita-cuarzomonzodiorita es leucocrática con el 40-60% de plagioclasa blanca subhedral (<2 mm) y cantidades variables de ortoclasa y cuarzo.

Se han distinguido al menos tres fases de cuarzo monzonita porfídica basándose principalmente en relaciones de corte y características de alteración. Los términos de campo usados incluyen 'pórfido abarrotado', 'pórfido verde' y 'pórfido gris'. Todos ellos tienen los mismos rasgos petrológicos fundamentales.

Las fases de fenocristales incluyen un 20-35% de plagioclasa subhedral (<1 cm, principalmente <0.7 mm) frecuentemente remplazada por sericita verde claro u ortoclasa, 5-20% de cuarzo subhedral a anhedral (<1 cm, principalmente 4-8 mm), 1-5% (usualmente 5-7%) de biotita euhedral a subhedral (<1 cm, pero más frecuentemente <5 mm) que es en su mayoría un reemplazamiento pseudomórfico de hornblenda y, localmente, escasa ortoclasa subhedral a anhedral (<1.5 cm y en casos raros hasta 5 cm) que está variablemente sericitizada. En la mayoría de los casos la plagioclasa aparece como relictos gruesos debido a la alteración potásica (feldespato K-biotita-magnetita) y de pirita-sericita-clorita más tardía. Las fases accesorias incluyen esfena, rutilo y magnetita diseminada fina. Los pórfidos abarrotados están caracterizados por la coloración verde conspicua de las plagioclasas debido a la alteración fílica-propilítica que se produjo cuando los 'pórfidos grises' estaban aún relativamente frescos.

Las alasquitas están dominadas por ortoclasa localmente sericitizada y contienen una mezcla inequigranular de feldespato crema a gris rosado (0.5-l.5 mm) en una matriz cuarzo-feldespática de grano más fino con parches escasos de clorita y algo de magnetita diseminada. Granos de cuarzo de hasta 2 mm pueden estar localmente presentes.

4.5.5 Susceptibilidad magnética

12 medidas de susceptibilidad magnética fueron tomadas con el kappámetro por cada 5 metros de núcleo de sondeo aproximadamente (teniendo en cuenta los cambios en la litología y alteración) en los cuatro sondeos que fueron examinados. Las medidas no pudieron ser tomadas en las zonas de falla, donde el núcleo estaba altamente fragmentado. Para obtener rangos típicos se descartaron los valores máximos y mínimos de cada grupo de 12 medidas y las medias fueron calculadas en la base de 10 lecturas por cada intervalo de 5 metros. Los valores medios (en unidades 10^{-4} SI) caen en los siguientes rangos:

Tabla 4.2 Susceptibilidad magnética en el pórfido de Cumay

Roca	Susceptibilidad magnética (SI)
Granodiorita no mineralizada o débilmente mineralizada	0.67-3.60
Granodiorita moderada a fuertemente mineralizada	0.03-1.85
Granodiorita rica en magnetita o xenolitos o cuarzomonzodiorita	3.28-11.5
Cuarzodiorita subleucocrática	0.01-0.09
Pórfido cuarzomonzonítico	0.03-0.05
Pórfido cuarzomonzonítico contaminado	0.15-13.9
Diques de dacita hornblenda-fírica	0.10-0.67
Diques de andesita y microdiorita	2.06-55.7
Volcanitas silíceas o subsilíceas	0.02-0.04
Volcanitas subsilíceas a basálticas (localmente corneanizadas)	0.10-67.6
Volcanitas y volcanoclastitas intermedias skarnificadas	0.21-1.08

Las vetillas de magnetita dieron valores hasta 256 y su presencia tiene, localmente, un gran efecto en la susceptibilidad general. Estos valores altos también coinciden con concentraciones destacadas de biotita secundaria. Las zonas lixiviadas y ricas en clorita por otro lado dan medidas marcadamente bajas (<10% de los valores obtenidos en la roca relativamente inalterada).

4.5.6 Alteración y mineralización

Los límites de varios estilos de alteración y mineralización han sido cartografiados por los geólogos de Ecuanor y se reproducen en la Figura 4.3. La zona de núcleo, caracterizada por un buen desarrollo del "stockwork" de cuarzo ± sulfuros con valores de Cu >0.1%, tiene una forma oval en planta (1.5 × 0.75 km) con un eje mayor de rumbo NW (Foto 4.8). El área incorpora, coincidentemente, la principal intrusión y la mayor concentración de diques de la suite cuarzomonzonítica. Hacia fuera de esta zona se definen límites exteriores de "stockwork" pirítico, silicificación, piritización y propilitización (epidota) (Fig. 4.3). El límite Este del sistema mineralizado, controlado por falla, se caracteriza por bordes de zonas de alto buzamiento y localmente superpuestos, mientras que en el Oeste forman generalmente un halo más ancho, pero con correspondencia local en el NW de los límites del "stockwork" pirítico y la silicificación. Hacia el W y el NW, el envoltorio de alteración se extiende en la granodiorita precursora hasta 2.5 km. En total los "stockwork" de sulfuros y los fenómenos de alteración asociados dentro del sistema porfídico cubren un área de 6 km^2 y 9 km^2 respectivamente.

Tres estilos principales de alteración están representados con zonado hacia fuera desde la zona potásica central (silicato-K) a la propilítica periférica (silicato Na-Ca), con una amplia zona intermedia de alteración fílica (sericita) que rodea a las intrusiones porfídicas más jóvenes, se superpone parcialmente a la zona potásica y es transicional con la propilitización.

Las asociaciones de alteración potásica-mineralización de las volcanitas incluyen: biotita + feldespato K + cuarzo + pirita + calcopirita + magnetita.

Las asociaciones de alteración propilítica son más variadas y en orden de abundancia incluyen:

(i) albita + carbonato + epidota + clorita + sericita

(ii) cuarzo + albita + actinolita + sericita + epidota + pirita

(iii) prehnita + albita + granate + epidota + arcilla/sericita + pirita

La sobreimpresión fílica de la asociación de alteración potásica lleva a la destrucción del feldespato K y al reemplazamiento de la biotita, mientras que los minerales máficos retrogradan a sericita-clorita intermedia y rutilo. Comúnmente el feldespato K secundario de grano fino y la biotita aparecen como islas residuales cortadas por una red de vetillas de pirita + cuarzo + trazas de calcopirita con envoltorios sericitizados.

La alteración potásica-mineralización de los pórfidos da una asociación de feldespato K + biotita + magnetita que es casi idéntica a la de las volcanitas. Otros tipos incluyen:

(i) Potásica transicional: albita + feldespato K+ sericita + calcita + rutilo con magnetita parcialmente transformada en hematita

(ii) Alteración fílica: sericita + cuarzo + pirita + calcita + clorita + rutilo

(iii) Alteración propilítica: especies albita + clorita + arcilla/sericita + calcita + rutilo

La asociación potásica temprana de feldespato K + cuarzo + biotita + magnetita + calcopirita está típicamente sobreimpuesta por sericita + clorita + epidota + pirita ± calcopirita. En detalle el envoltorio de alteración controlada por fracturas varía comúnmente del interior con sericita + clorita + anfíbol secundario y rutilo menores a una zona exterior rica en clorita (del anfíbol).



Foto 4.7 Núcleos de sondeo PDH-02, profundidades 313.8 m y 314.3 m, Sector El Tierrero, Nambija. Pórfidos de feldespato y cuarzo con el “stockwork” de vetillas de cuarzo ± pirita ± molibdenita ± rodonita. Una muestra tiene alteración potásica (FK) intensa mientras en la otra vecindad es casi ausente



Foto 4.8 Núcleos de sondeo PDH-02, profundidad 241 m, Sector El Tierrero, Nambija - la parte donde las vetillas de “stockwork” llegan a su máxima concentración (hasta 50% del núcleo). El pórfido de feldespato y cuarzo tiene alteración potásica (FK) pervasiva y alteración fílica (sericita-illita) más localizada. Vetillas de cuarzo y sulfuros postdata el cuarzo ± feldespato-K

Los minerales de mena dentro del "stockwork" porfídico incluyen pirita, calcopirita, molibdenita y magnetita con trazas de pirrotina y bornita principalmente como inclusiones microscópicas en la pirita. La pirrotina forma también reemplazamientos localizados de hornblendas alteradas. La magnetita está parcialmente pseudomorfizada (oxidada) por hematita y en algunos lugares tiene intercrecimientos de calcopirita y/o pirita. Trazas de galena, esfalerita y tetraedrita-tennantita están asociadas con las fallas tardías y estos sulfuros son evidentes, en particular, a lo largo de la zona de falla del Este del depósito porfídico. Los minerales supergénicos de cobre incluyen covelina, calcosina y malaquita.

La mineralización de cobre hipogénico está estrechamente asociada con las asociaciones de alteración potásica (feldespato K secundario, biotita/flogopita) y las vetillas del "stockwork" con cuarzo, feldespato K, biotita, epidota, clorita, magnetita-hematita, pirita y molibdenita. Donde las principales vetas están cortadas por fracturas de epidota-prehnita-clorita, la pirita puede ser reemplazada por calcopirita. También se pueden encontrar en las fracturas anfibolita menor, carbonato, sericita y esfena.

4.5.7 Paragénesis del "stockwork"

La paragénesis de las vetas del "stockwork" es compleja, pero parece seguir a grandes rasgos el esquema clásico de El Salvador (Véase Fotos 4.9 y 4.10).

Vetas A1: vetillas de feldespato K + magnetita + pirita; vetillas de feldespato K ± cuarzo ± molibdenita ± calcopirita; cizallas dúctiles-frágiles con clorita (localmente alterada a biotita) ± sulfuros (py>cp) y vetillas localmente bordeadas por feldespato K; vetillas de feldespato K + cuarzo + magnetita ± pirita ± clorita; vetillas masivas de magnetita.

Vetas A2: vetillas de cuarzo azulado ± molibdenita ± pirita ± clorita; vetillas bordeadas por feldespato K con cuarzo ± sulfuros (py y/o cp).

Vetas B: vetillas de cuarzo ± sulfuros (qtz ± py; qtz + py ± cp; qtz + py + mo ± cp; qtz + mo ± py ± cp); vetillas de pirita + calcopirita con amplias zonas de silicificación.

Vetas D: vetillas de cuarzo + carbonato (calcita, dolomita, rodocrosita) + pirita ± calcopirita ± molibdenita con zonas de borde silicificadas; redes de vetillas de sulfuros y tapizado de fracturas (py y/o cp); vetillas de cuarzo lechoso a gris translúcido estériles. Vetillas de cuarzo + carbonato + epidota + pirita ± hematita en las litologías de skarn.

Las vetas Post D son estériles en sulfuros e incluyen vetillas con bandeados coloformes finos de cuarzo + calcedonia ± carbonato; vetillas de cuarzo claro bordeadas por carbonato; vetillas de carbonato + epidota ± clorita seguidas de vetillas de carbonato-yeso y carbonato ± hematita y, finalmente, cizallas y fracturas tapizadas de hematita.

Las vetas A2 son claramente posteriores a las A1, pero anteriores que las vetas clásicas de cuarzo + sulfuros B. Basándose en el contenido en clorita y feldespato K se ha creado un subgrupo de vetas A con abundante molibdenita y la simetría de las vetas de relleno de espacios abiertos sugiere afinidades con las vetas B. En casos raros las vetillas estériles de cuarzo predatan a las vetas A y son probablemente un fenómeno pre-mineralización. Existen fracturas de cizalla dúctil-frágiles tempranas rellenas localmente por redes anastomosadas tan densas que toman la apariencia de una brecha o protomilonita englobando lentes de granodiorita y feldespatos desagregados en una matriz clorítica densa. La presencia de clorita caracteriza a muchas de las vetas formadas tempranamente (ej. las vetas de qtz + mo + chl son anteriores a las de qtz + mo). Los ejemplos de reemplazamiento biotítico de las vetillas de clorita y las transecciones de las redes de vetillas de clorita + sulfuros por vetillas de cuarzo ± sulfuros bordeadas por feldespato K sugieren que una cierta cantidad de alteración potásica fue posterior a la cloritización temprana. Las vetillas de cuarzo-adularia con texturas en peine encontradas sugieren que hubo al menos dos fases de introducción de feldespato K (pertita temprana de alta temperatura y microclina o adularia posterior de baja temperatura). Esto también es evidente en Nambija, donde el veteado epitermal de cuarzo-feldespato K lleva la mineralización de oro (Cap. 4.3). En las vetas D se aloja galena, esfalerita y tetraedrita-tennantita raras. Algunas vetillas de cuarzo-sulfuros son multifase o muestran diferentes tipos de sulfuros en los márgenes en comparación con la sutura central. La reapertura de las vetas B y la entrada de las vetas D en la sutura central parece bastante común y probablemente tiene relación con la alteración débil de clorita-sericita alrededor de algunas vetas B.

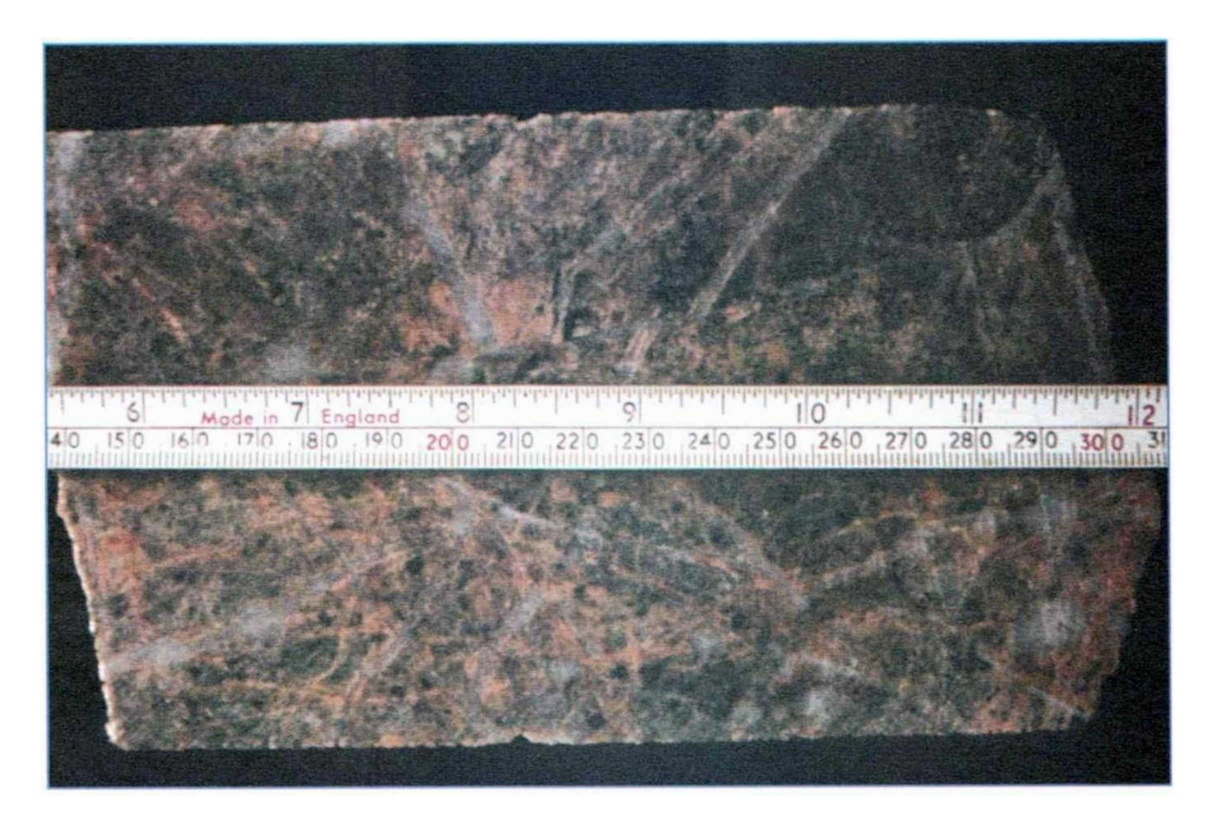


Foto 4.9 Secciones de núcleos de perforación con una mezcla heterogénea de corneanas metasomatizadas con feldespato-K y pórfido de cuarzo contaminado de El Tierrero (sondeo PDH-01, profundidades 332.0 y 338.8 m), Nambija Norte. La sección está localizada cerca de la base de la zona de raíz del pórfido. Nótese las salbandas de feldespato-K en las vetillas del “stockwork” de cuarzo. Los espectros del PIMA indican la presencia de sericita/moscovita y epidota



Foto 4.10 Intercalaciones de skarn y tobas argilizadas pálidas en Mina La Fortuna, cerca de San Carlos de la Minas, Nambija Norte. Los horizontes de skarn muestran “pinch & swell” y son lensoides localmente. Nótese los desplazamientos por fallas N-S (y los NE no visibles de este ángulo) son las principales estructuras mineralizantes dentro la secuencia

4.5.8 Resumen

Es evidente que la mineralización está relacionada, espacial y temporalmente, con la suite cuarzo monzonítica porfídica, pero algunos de los diques muestran rasgos coherentes con un emplazamiento postmineralización (Fig. 4.3), por ejemplo:

(i) Están muy repartidos y algunos fuera del área mineralizada.

(ii) Los diques tienen un rumbo predominante al NNE ortogonal con el eje principal de la zona central de cobre.

(iii) Algunos diques cortan y se extienden bien afuera de los límites de la zona central de cobre y de "stockwork" de cuarzo.

(iv) Algunos diques postdatan a la alaskita y las fases aplíticas de granito y sus envoltorios de alteración.

Distinguir las diferentes fases de pórfido cuarzomonzonítico es pues crucial para cualquier interpretación de la evolución y génesis del Pórfido Cumay. Las tres fases perfiladas en la descripción petrológica (sección) pueden ser relacionadas con las diferentes fases de la paragénesis de alteración-mineralización. Sus principales rasgos son los siguientes:

Fase 1 (mineralización temprana): pórfido abarrotado verde claro a rosa que comprende volumétricamente ca. 15% de la suite porfídica cuarzomonzonítica y sólo ha sido observado dentro del stock central. Esta fase se caracteriza por la feldespatización K de la matriz, localmente penetrativa, y algún reemplazamiento de la plagioclasa por sericita y/u ortoclasa. Está tipificada por vetas Tipo-A (con envoltorios de alteración de feldespato K) y Tipo-B portando cantidades significativas de calcopirita y molibdenita.

Fase 2 (intermineralización): pórfido verde que se estima que comprende alrededor del 25% de la suite cuarzomonzonítica. Esta fase se caracteriza por los fenocristales de plagioclasa verde debidos a la alteración fílica-argílica. Varía de completamente sericitizado a enteramente alterado a arcillas y también contiene cantidades subordinadas de minerales del grupo de la clorita y epidota. El feldespato K (primario y secundario) ha sido ampliamente destruido. Está tipificada por vetas Tipo-B (cuarzo + pirita + calcopirita ± molibdenita) y Tipo-D (pirita + carbonato y pirita masiva). Hasta cierto punto las vetas Tipo-A pueden estar infra-representadas a causa de la extensa sericitización destructiva del feldespato K.

Fase 3 (tardi- a post-mineralización): pórfidos grises que varían en color desde el gris claro al marronáceo o gris verdoso y volumétricamente son el 60% de la suite cuarzomonzonítica. Relaciones claras de corte con los diques de rumbo N-S truncan a los de rumbo NNE indicando que puede ser posible subdividir este subgrupo. Los diques con afinidades claras tardi-mineralización se caracterizan por las vetas Tipo-D (ej. pirita + calcita) con envoltorios bien desarrollados de alteración silícea y sericítica. Los envoltorios de alteración sericítica evolucionan hacia fuera, normalmente, a una orla de alteración de arcilla.

4.5.9 Exploración geoquímica y geofísica

La geoquímica de suelos muestra una estrecha correspondencia de >200 ppm de Cu con el área pirítica de la zona de "stockwork", mientras que las anomalías de >1000 ppm forman un apretado grupo que en su mayoría cae dentro de los límites del "stockwork" de vetas de cuarzo central de rumbo NW y la isopleta 0.1% de Cu (Fig. 4.3). El área anómala de molibdeno es más o menos coincidente con la anomalía de Cu > 1000 ppm, pero con desplazamiento pequeño aparente al SW. En contraste con San Carlos, la zona central anómala de Cumay no está rodeada por un halo exterior de anomalías de Pb-Zn. En su lugar éstas están confinadas a la parte Este del cinturón volcanosedimentario con las anomalías más prominentes (>500 ppm) situadas a lo largo de la zona de falla silicificada del Este y en el área María de Lourdes. Las anomalías de Au, As y Sb también quedan en el área María de Lourdes y pueden indicar potencial para mineralización epitermal. Los valores anómalos de oro, con la excepción de un pequeño grupo de anomalías en el SW, están confinados al cinturón volcanosedimentario y localmente asociados con las unidades skarnificadas. El patrón de las anomalías de oro no parece tener ninguna relación casual obvia con la mineralización porfídica en "stockwork".

El patrón de los contornos de la magnetometría terrestre muestra poco parecido con el área conocida de mineralización de pórfido de cobre. Una dispersión de 'altos' magnéticos ocurre dentro de las volcanitas a lo largo de los márgenes Sur y Noreste y se superpone al stock porfídico de cuarzo monzonita en el Norte, pero esto es poco para indicar cualquier relación consistente con la mineralización. Además, la zona anómala del Norte se extiende NE a través del área María de Lourdes y es, probablemente, como respuesta a la entrada de más volcanitas básicas.

Los resultados filtrados del servicio de Polarización Inducida (IP) corresponden bien con el área de mineralización en "stockwork" conocida. Ésta es un área de baja cargabilidad y groseramente coincidente con alta resistividad dentro de la zona central de cobre. Con menor resolución de IP se destacan dos anomalías: una centrada sobre el dique porfídico que atraviesa el centro del proyecto y la otra en el extremo Noroeste de la zona de "stockwork" de cuarzo mineralizado con Cu. La anomalía Norte ocupa ambos lados del límite del stock porfídico de cuarzomonzonita y del "stockwork" de cuarzo y parece, de alguna manera, abierta hacia el Norte y Noroeste. Este patrón hacia fuera del "stockwork" central delimitado se corresponde bien con el patrón de anomalías de Cu en suelos; y también con la protuberancia lobulada hacia el Noroeste de las zonas de mineralización-alteración cartografiadas y sugiere que la zona central de cobre puede extenderse hacia el NW por 200-300 m.

4.5.10 Discusión y conclusiones

Los rasgos generales del pórfido Cumay tienen una cercana similitud con la subyacente mineralización estilo pórfido de los skarns de Nambija (sector El Tierrero, Sección 4.4) y el grupo de pórfidos San Juan Bosco (San Carlos: Cap.3). La mineralización en "stockwork" y la alteración asociada se han sobreimpuesto a la fase intrusiva principal precursora granodiorítica del Batolito de Zamora. El episodio mineralizante es, más o menos, coincidente con la entrada de los pórfidos cuarzo monzoníticos tardíos en la evolución del batolito. Muchos rasgos son coherentes con un depósito porfídico de tipo plutónico (ej. textura de grano grueso a porfídica, diferenciación moderada a fuerte con una fase máfica conspicua, diques porfídicos pre a post-mineralización, límites de fases netos a gradacionales, alteración penetrativa controlada por fracturas – fílica, propilítica y más localizadamente potásica con zonas complejas a causa de la sobreimposición). Aunque la bornita no sea una fase dominante, el amplio halo exterior de mineralización en "stockwork" alrededor de la zona cuprífera central también es conforme con el modelo general de caparazones anulares de mineralización con zonado evidente con un incremento hacia el exterior de las razones Fe:Cu en los sulfuros.

La Figura 4.4 es una interpretación de las relaciones entre las fases intrusivas, los estilos de alteración y la mineralización basada en una sección E-W del sistema porfídico. Se muestran tres tipos de alteración gradando del núcleo potásico, a través de una zona predominantemente fílica. hasta un envoltorio propilítico exterior. Los límites de las diferentes zonas de alteración están establecidos en la mayor extensión que un mineral tipo, o un particular estilo de alteración, ha sido conservado. Esto no implica que los estilos de alteración formen caparazones discretos de una secuencia de alteración ya que en realidad hay abundancia de fenómenos de superposición y sobreimpresión de la fílica con los tipos adyacentes. Mientras que el desarrollo de algunos minerales de arcilla acompaña a la alteración fílica y, en lugares, el estilo de alteración puede ser descrito mejor como fílico-argílico, no hay evidencias de la existencia de una zona de alteración argílica hidrotermal.

La mineralización de pórfido de cobre de Cumay tiene algunas similitudes con San Carlos y el grupo de pórfidos San Juan Bosco. Se trata de un sistema de pórfido del tipo plutónico asociado con el final de las fases intrusivas de alto nivel del Batolito de Zamora. En ambos casos el principal evento mineralizante parece estar asociado con la suite porfídica cuarzomonzonítica (con la composición modal abarcando un rango desde cuarzomonzodiorita a granito). Además, las tres fases de pórfido cuarzomonzonítico identificadas en Cumay pueden ser correlacionadas, de un modo general, con las fases tempranas a tardías de cuarzomonzonita-monzodiorita de San Carlos, con el principal estadio de entrada de metales asociado a un pórfido abarrotado temprano respecto de la mineralización.

4.6 Campanillas

4.6.1 Introducción

El área de la Mina Campanillas, situada a 1.5 km al Norte del campo minero Nambija, es de alto relieve moderado, variando entre 1340 y 2080 msnm y caracterizada por pendientes muy abruptas. El depósito ocurre en una secuencia tobácea bien estratificada y está controlado por estructuras de rumbo NE. El principal clavo aurífero mide 50-70 m, con anchuras de 10 y 20 m. La extensión vertical conocida es entre 50 y 70 m.

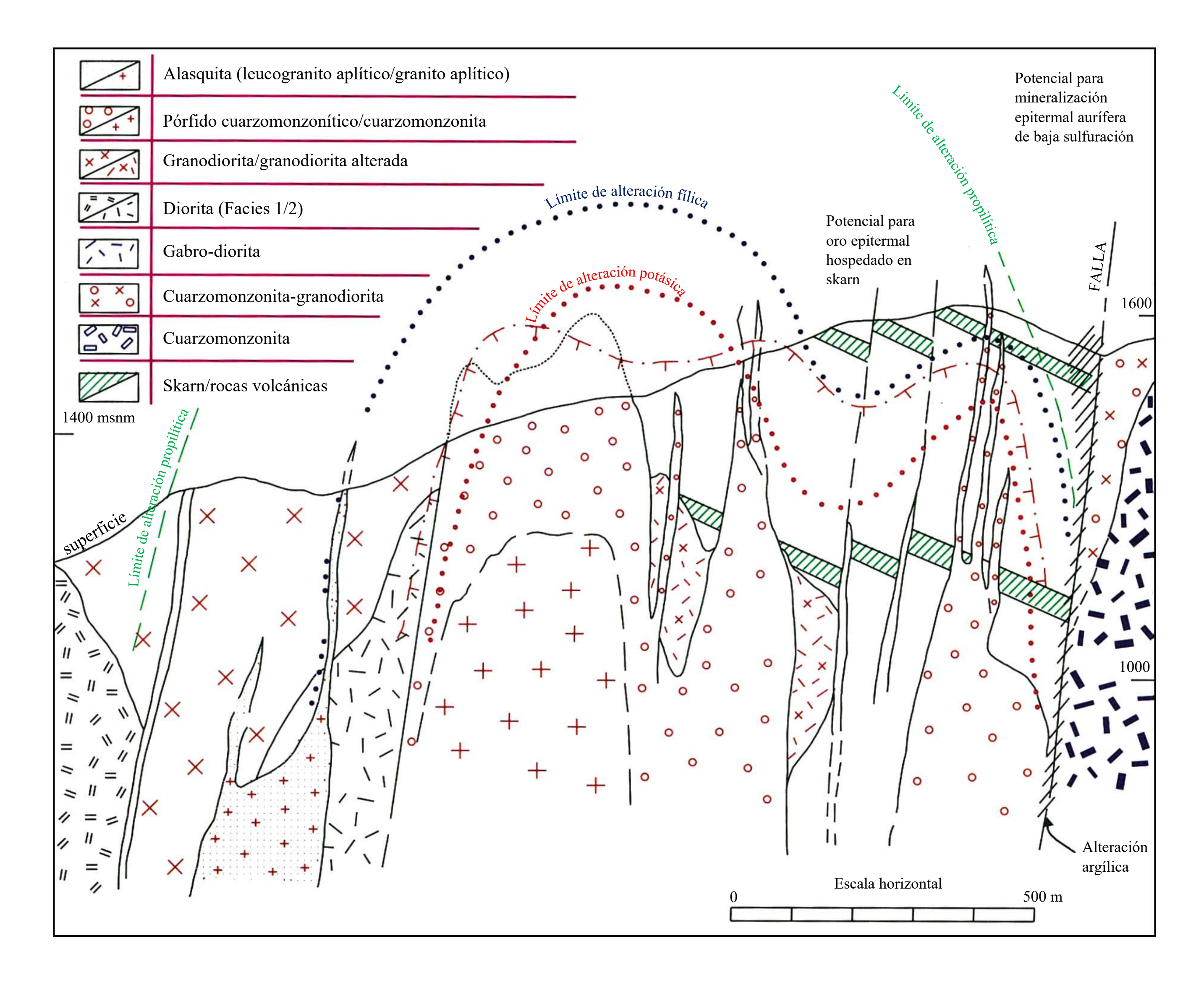


Figura 4.4 Sección de síntesis del sistema porfídico Cu-Mo de Cumay, Nambija Norte, mostrando las relaciones de las unidades y la ubicación de las zonas de mineralización y alteración

4.6.2 Litoestratigrafía

La mineralización de skarn se presenta en una unidad de tobas andesíticas de grano fino a medio y sedimentos volcanoclásticos calcáreos de 30-40 metros de espesor, que está interestratificada con tobas gruesas con granoselección positiva, brechas tobáceas y flujos (o sills) de composición similar. La secuencia de la mina buza con ángulos bajos a moderados (20-45°) hacia el SE y S, mientras que más al Este buza predominantemente al SSW y SW. Este cambio en la estratificación es coherente con la situación de Campanillas en el cierre Norte del Sinforme de Nambija, de dirección NW-SE. Tres unidades estratoligadas de skarn de hasta 6 m de espesor aparecen en la secuencia de la mina. En algunos lugares el skarn mineralizado tiene la apariencia de una brecha de reemplazamiento y está inundado, localmente, por feldespato potásico. Lentes concordantes de cuarzo-esfalerita y calcopirita menor, así como vetillas y películas en fracturas, están presentes en la mina y más al Este. Hacia el Oeste de la Falla de Campanillas, de dirección N-S, la secuencia skarnificada localmente presenta mineralización de cobre, pero no de oro.

4.6.3 Litologías

La secuencia mineralizada está compuesta de tobas vítricas muy finas, con tamaños de grano hasta 0.5 mm, altamente silicificadas, e interestratificadas con tobas líticas de grano más grueso (hasta 0.5 cm de diámetro) finamente clasificadas. El espesor de las capas varía entre 10 cm y 6 metros. Estas rocas están variablemente skarnificadas a lo largo de los planos de estratificación, contactos litológicos y fracturas. Hay una zonación de alteración hacia las fracturas y vetas de cuarzo y calcita, con feldespato K-hematita más cerca y una zona más lejos de epidota-clorita-actinolita/tremolita-calcita- sulfuros (pirita, calcopirita, esfalerita). El oro está presente en las vetillas cuarzosas. Entre los horizontes de tobas vítricas y líticas, por encima de la secuencia de la mina, aparecen capas de skarn finamente estratificadas que son las portadoras principales del oro. Estas capas comúnmente varían entre 10 cm y 1.5 metros (máximo 6 metros) y debido a su apariencia verdosa a causa de la alteración propilítica (clorita-calcita-hematita) el término de campo "toba verde" ha sido usado para describir estas rocas.

Las tobas líticas de lapilli (llamadas 'piroclastos gruesos') forman una secuencia potente (ca. 200 m) que subyace directamente a las rocas tobáceas de la secuencia de la mina. En su mayor parte están pobremente clasificadas y toscamente estratificadas, con contactos irregulares y gradacionales. Las tobas heterolíticas gruesas están alteradas en las cercanías de zonas falladas y fracturadas. La alteración comprende una zona interior de feldespato K y una zona exterior de propilitización (epidota-clorita-calcita). Además, están impregnadas localmente de vetillas y diseminaciones de pirita y raramente calcopirita. Esas rocas también tienen valores anómalos, aunque subeconómicos de oro.

Sobreyaciendo a la secuencia de la mina existe una repetición del paquete de tobas gruesas sobreyacidas por tobas vítricas-líticas y volcanoclastitas finas.

Al Norte de Campanillas hay una reducción progresiva en el espesor de la unidad de skarn mineralizado. En el Sector Katy, entre Campanillas y Cambana, la unidad de 30 m de grosor se superpone a los flujos andesíticos basálticos y a las brechas de interflujo, y contiene dos lechos skarnoides ricos en grandita de 1-4 m de espesor mineralizados. Las unidades de skarn mineralizados son ligeramente discordantes con la estratificación. En la Mina Cambana la mineralización ocurre en unidades skarnificadas de 1.5-2 m de espesor que comprenden una alternancia de tobas finas silicificadas y lechos de skarn propilitizados de 5-25 cm de grosor. La unidad mineralizada de La Fortuna se caracteriza por una alternancia centimétrica de tobas argilizadas de hasta sólo 4 cm de espesor y volcanoclastitas skarnificadas (Foto 4.11). Los niveles de skarn son localmente lensoidales, algunos de ellos inducidos estructuralmente por fracturación subhorizontal.

4.6.4 Relaciones intrusivas

Un "stock" de microdiorita con abundante veteado en "stockwork" intruye en las metavolcanitas del lado Oeste de la Falla de Campanillas. Un pórfido feldespático de composición diorítica a granodiorítica, propilitizado, carbonatizado y localmente piritizado tiene su techo en las metavolcanitas y metasedimentos interflujo skarnoides mineralizados del prospecto Katy, al Norte de Campanillas. Diques de andesita porfídica tardíos o post-mineralización, del rumbo N-S, cortan la secuencia de las minas Campanillas y La Fortuna. Las apófisis o diques de pórfido cuarzo monzonítico de Cumay subyacen inmediatamente a las rocas de skarn mineralizadas de la Mina La Fortuna.

4.6.5 Estructuras

El análisis estructural fue realizado por Pelham (1989) durante el mapeo superficial y estructural. Se tomaron más de 400 medidas de planos de fallas, fracturas y estratificación que fueron representados en redes estereográficas. Los datos fueron representados de modo separado para las tobas gruesas y de grano fino a medio, para diferenciar las fracturas de los dos tipos de roca. Tres sistemas con direcciones definidas fueron detectados. El grupo principal (1) que conlleva el mayor volumen de vetas cuarcíferas transversales y la mineralización de oro. El azimut promedio es de 40° (10° de variación entre tipos de rocas) y el buzamiento promedio es subvertical (5° de variación). Fallamiento normal con desplazamiento de hasta 5 m. El segundo grupo (2) de fallas tiene una dirección NW-SE cuyo promedio 320° (magnético) y buzamiento promedio de 55° NE. El rumbo promedio varía hasta 20° entre las tobas finas y las gruesas, y el buzamiento promedio varía 10°. El tercer grupo (3) de fracturas de buzamientos suaves al W, puede verse cortando a las fracturas y vetas más inclinadas de los otros dos grupos. El azimut promedio de este grupo es de 165° (10° de variación entre tipos de rocas) y el buzamiento promedio es 35° SW (15° de variación).

Los descubrimientos de esta evaluación concuerdan en gran parte con los resultados de los análisis estructurales anteriores. El enfoque de este estudio, por tanto, fue la resolución de la cinemática de estas estructuras.



Foto 4.11 Contacto de techo de la unidad superior de skarn en el tajo abierto de Mina Guaysimi Alto, Nambija Sur. Los sedimentos finamente bandeados, buzando suavemente al SSW, se superponen discordantemente al skarn mineralizado. Este contacto es una zona tectónica con desarrollo local de brechas y lentes de cizalla de talco-clorita

La mineralización aurífera sigue en gran medida la dirección de las fallas NE a ENE (Grupo 1) y está delimitada en el Este y el Oeste por las fallas maestras N-S a NNW-SSE relacionadas con el minigraben de Nambija. Observaciones detalladas del túnel principal de acceso (NNW) muestran un predominio de fallas NE a ENE muy pendientes de hasta 5 m de anchura, pero normalmente con <1 m, que buzan al NW, pero localmente pueden estar inclinadas a ambos lados de la vertical. Los bloques levantados de algunas fallas de buzamiento al NW muestran dispositivos imbricados de abanicos de cizallas curviplanares subsidiarias con buzamiento contrario, que indican un movimiento predominantemente normal. Las zonas de falla de dirección NNW se caracterizan por la presencia de grupos de aperturas de tensión tempranas rellenas con carbonato, que han sido rotadas, boudinadas y plegadas durante el cizallamiento diferencial. Su orientación y desplazamiento por cizallas-C piríticas es coherente con una componente de movimiento sinistral.

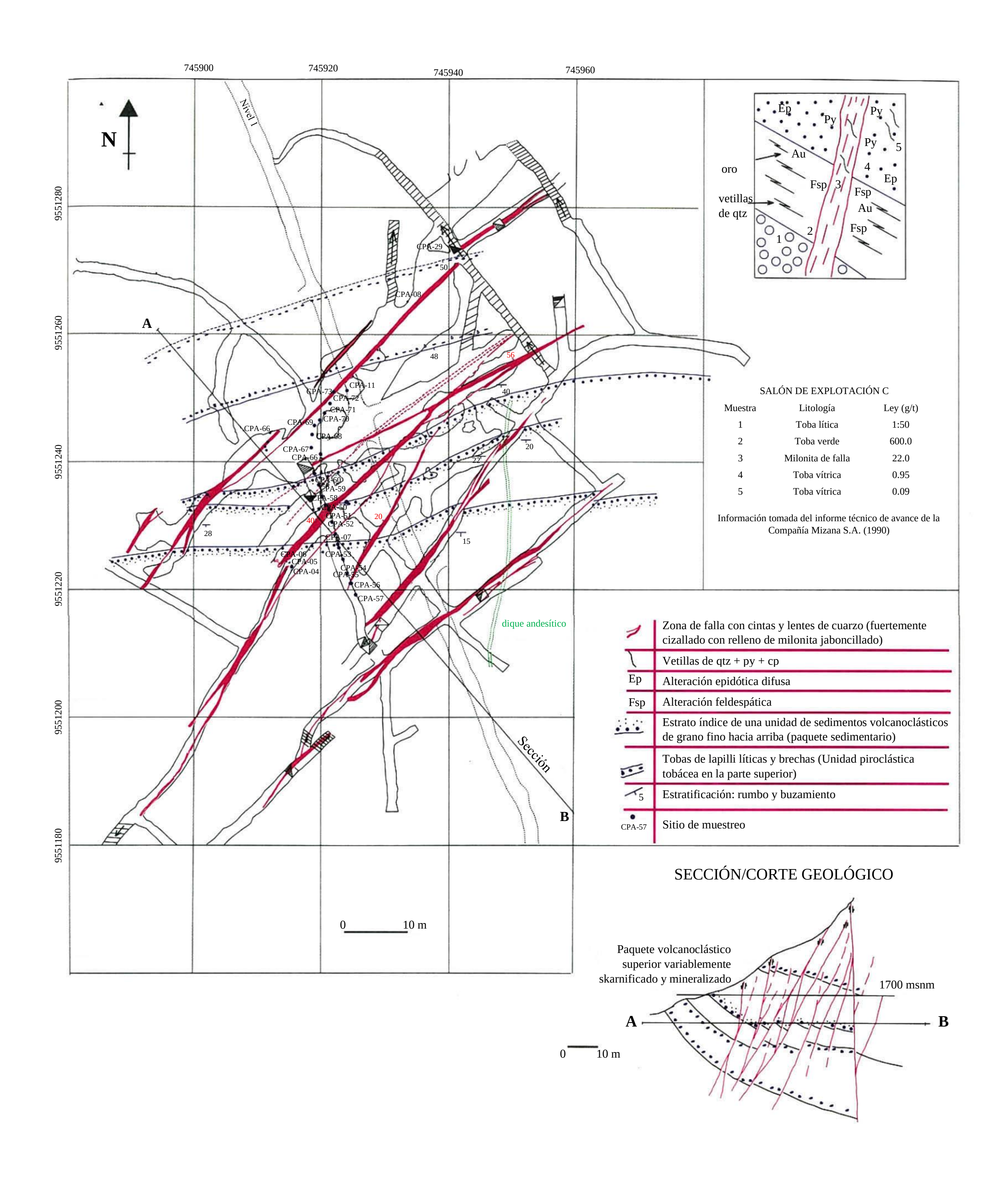
Las vetas al NE (Grupo 1) del nivel 2 de la Mina Campanillas (Fig. 4.5) muestran un patrón de cizallas maestras al NE-ENE anastomosadas (zonas de stringer) ligadas por vetas extensionales de rumbo NE. Este patrón indica un dúplex extensional (depresión dilatante) con componente sinistral. Las vetas-falla de buzamiento moderado a fuerte al NW parecen cerrarse a lo largo de las fallas maestras subverticales de buzamiento contrario (Fig. 4.5). La geometría general y los desplazamientos increméntales son coherentes con un sistema de fallas normales (extensionales).

El techo de las unidades superiores de skarn, que coincide con la línea de techo de las labores mineras, es una zona de falla subhorizontal (correspondiente al Grupo 3) que comprende un conjunto de cizallas argilizadas anastomosadas con buzamiento hacia al SW. Esta zona de falla subhorizontal trunca a muchas de las fallas subverticales y ha impedido, claramente, la migración de los fluidos portadores de oro. Estas estructuras son idénticas a las fallas casi concordantes de bajo ángulo que definen el techo del skarn mineralizado en el Prospecto Katy y en la Mina Cambana. Las lineaciones indican movimiento oblicuo correspondiente a un vector E-W (normal-dextral o inverso-sinistral temprano, seguido de posteriores movimientos normales-dextrales). En todas las partes de la mina, el fallamiento subconcordante con la secuencia ha sido observado a lo largo de los contactos entre las unidades de tobas gruesas y finas.

4.6.6 Mineralización

La mineralización aurífera está controlada por un sistema de vetas inclinadas dentro de zonas falladas subverticales con rumbo NE y estratificación favorable. Vetas de cuarzo lechoso y cuarzo translúcido, usualmente menores que 5 cm de espesor, están esporádicamente distribuidas dentro de las zonas falladas. La mayoría de las vetas de cuarzo están finamente desarrolladas dentro de las tobas líticas y vítricas, con menor asociación de oro visible en ellas. La actividad minera a lo largo de estas vetas se limita a la vecindad inmediata de las estructuras falladas. Donde las vetas finas encuentran una capa de "tobas verdes" se dilatan y divergen a lo largo de los planos de estratificación, dando lugar a un horizonte mineralizado lateralmente extenso con un volumen significativamente más grande para explotar. Al menos tres capas lateralmente extensas de "tobas verdes" han sido delineadas y hay indicios de que pueden existir otros horizontes.

La mineralización lateral del "Horizonte de Tobas Verdes" en mina Campanillas puede extenderse hasta 10 m a partir de las fallas, mientras que en la Mina Cambana, no progresa más de 4 m desde las estructuras de alimentación. La deposición preferente del oro dentro de las tobas verdes, en comparación con las tobas vítricas y líticas, es obvia a partir del corte marcado en las leyes de oro del muestreo voluminoso (muestras de 1 m) a través de un salón de nivel 1, realizado por la Compañía Minera Mizaña (Fig. 4.5).



Muestra	Litología	Ley (g/t)
1	Toba lítica	1:50
2	Toba verde	600.0
3	Milonita de falla	22.0
4	Toba vítrica	0.95
5	Toba vítrica	0.09

Figura 4.5 Mapa del nivel 2 en la Mina Campanillas, Sector Norte del cinturón de Nambija, basado en un mapa de los trabajos subterráneos de la Compañía Minera Mizaña S.A. (1991). Incluye un plano de las leyes, de muestras tomadas en una de las paredes del salón de explotación en el nivel 1 (posición aproximada del punto C y corte geológico (A – B)

Las muestras fueron tomadas a lo largo de un túnel transversal, que casi coincide con el corte geológico (Fig. 4.5), para ver la variación de la composición geoquímica en relación con las fallas. La terminación septentrional de la sección de 45 metros está truncada por salones abiertos donde la mineralización de un filón de oro de alta ley ha sido explotada. No fue posible muestrear la misma capa en un corte horizontal, pero con los pequeños desplazamientos normales de las fallas, la sección se mantiene casi al mismo nivel estratigráfico. Desde el Norte hacia el Sur (Fig. 4.6) hay una disminución general de las leyes de oro, acompañada por un incremento en el contenido de hierro (Mn/Fe bajando y Fe/Mg subiendo). A partir del perfil geoquímico parece que los clavos ricos en oro ocurren predominantemente en el bloque de techo de las fallas. Hay un grado moderado de covarianza entre el Au y el Ca; la excepción más conspicua está en el plano de techo de la zona de falla central, que contiene veteado de calcita estéril. Hay mejor correlación entre el Ca y el Cu; el Zn sugiere una conexión genética más cercana entre la skarnificación y la mineralización de metales base. También existe una relación inconsistente entre los metales base y el oro. Hay una correlación negativa entre el Au y el K, aparte de los picos correspondientes en el extremo Norte de la sección que sugieren que el nexo aparente con el metasomatismo de feldespato K puede ser coincidencia más que una relación causal. Quizás uno de los trazadores geoquímicos más útiles para el oro alojado en skarn sea la razón Mn/Fe. Se ha notado que, con la alteración propilítica de la asociación de skarn, los contenidos destacados de Mn del clinopiroxeno son heredados por la clorita. Esto también coincide con la observación que el skarn mineralizado aurífero tiene comúnmente las fracturas tapizadas de pirolusita; un rasgo que ha sido usado por los pequeños mineros como guía para la mineralización.

Los resultados geoquímicos confirman que hay un fuerte enriquecimiento de oro a expensas de la plata y los metales bases (Au/Ag promedio de 14/1) y, según los resultados de la Compañía Minera Mizaña (1990), un incremento de Cu, Zn y Na fuera de la zona mineralizada y una relación decreciente (promedio de 2/1 a 1/2). Los informes de la Compañía Minera Mizaña (1990) también indican que las muestras tomadas en estructuras de rumbo NE, lejos del ambiente del depósito Campanillas, muestran que la plata dominó sobre el oro (promedio Au/Ag de 1/11). Los valores de Ag están fuertemente asociados a los sulfuros de metales base.

Se propone que las capas de "tobas verdes" están preferentemente mineralizadas por las siguientes razones:

(i) Tienen un contenido calcáreo primitivo superior a las tobas andesíticas asociadas. A pesar de que el conjunto de las tobas andesíticas ha sido sometido a los mismos procesos de skarnificación que el de las "tobas verdes", contiene notoriamente menos granate y en cambio mejor desarrollo de un agregado de alteración de clinopiroxeno-epidota-calcita más fino.

(ii) La skarnificación de estos horizontes finos dio como resultado una alteración penetrativa con una zonación progresiva hacia cavidades pre-existentes de epidota (calcita)-clinopiroxeno-granate-cuarzo. El resultado parece haber sido un incremento significativo del tamaño de grano y la porosidad, que constituyó una preparación del terreno para que las actividades hidrotermales mineralizadas más tardías hayan rellenado, preferentemente, las cavidades sobrantes y los restos de los planos de estratificación dentro de la "toba verde". Dado su tamaño de grano más fino, su fuerte silicificación y competencia, las tobas finas asociadas pueden ser menos porosas y receptivas a las soluciones mineralizantes.

(iii) Se ha propuesto que el cuarzo aurífero asociado con los estratos de "toba verde" presenta oro liberado de una mineralización más antigua, relacionada con skarnificación. La subsecuente actividad hidrotermal junto con el fallamiento pudieron haber sido los agentes de liberación y removilización del oro, sílice y feldespato K temprano, así como de algunos componentes del skarn, a lo largo de conductos favorables.

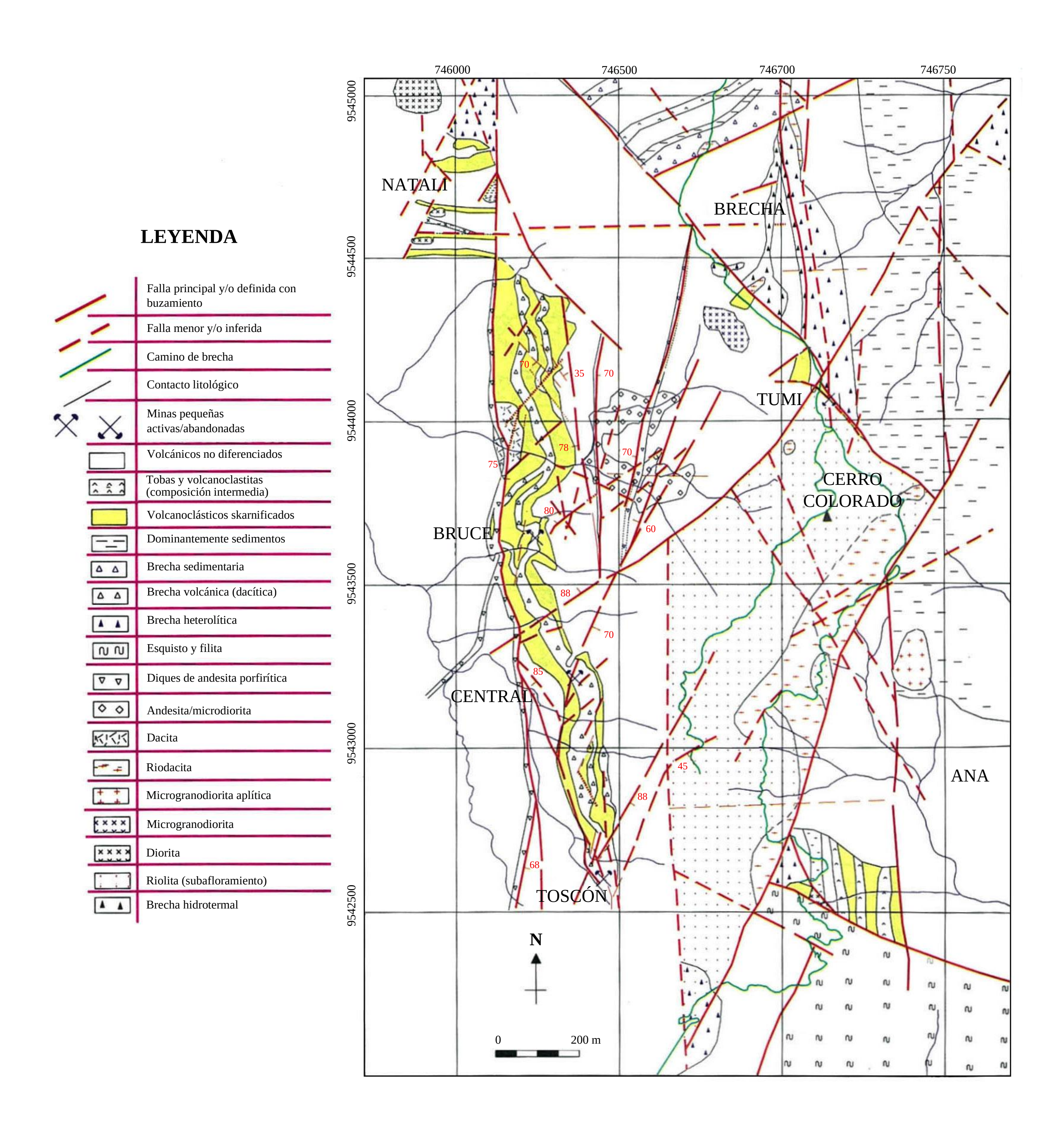


Figura 4.6 Mapa geológico del sector Tumi (Mina Real) y Sultana del Cóndor, Nambija Sur, Compilación de los mapas de Zamora Gold Corporation 11997) y Gold Fields Ecuador Ltd. (1996)

4.6.7 Resumen

I. El depósito aurífero de Campanillas se encuentra dentro de una secuencia de 30-40 m de espesor de tobas andesíticas y sedimentos tobáceos subyacida por una secuencia potente de rocas piroclásticas gruesas.

II. Las rocas tobáceas de la mina mantienen su potencia hacia al Norte, pero con un cambio de facies caracterizado por una alternancia de capas de escala decimétrica.

III. Las rocas tobáceas han sido intruidas por cuerpos intrusivos diorítico-andesíticos contemporáneos de, a posteriores a, la mineralización.

IV. Aparte de las fallas principales N-S hay tres generaciones de fallas. La zona mineralizada tiene un rumbo promedio de 040° con un buzamiento subvertical. Un juego tardío de fracturas/cizallas con un rumbo promedio de NNW-SSE y un buzamiento medio de 35° al SW. Las fallas más jóvenes tienen una dirección NW-SE y buzamiento de 55° al NE.

V. La mineralización está controlada por un sistema de vetas de alto buzamiento dentro de zonas de fallas de dirección NE y unidades estratigráficas favorables.

VI. La mineralización aurífera ocurre en vetillas dentro de las rocas tobáceas de la secuencia de la mina, pero las "tobas verdes" portan constantemente valores altos de oro asociados con planos de estratificación y vetillas de cuarzo subverticales.

VII. Las tobas verdes están preferencialmente mineralizadas debido a: (i) su porosidad resultante del proceso de skarnificación, y (ii) el oro liberado de trampas tempranas en el skarn (clinopiroxeno).

VIII. La circulación de fluidos hidrotermales fue restringida debido a la baja porosidad de las tobas líticas y vítricas, y de los planos de falla subhorizontales del contacto superior de la secuencia de la mina. Como resultado los fluidos ascendentes se dispersan a lo largo de los planos estratigráficos originales. Esto puede explicar la relativamente escasa penetración a lo largo de capas angostas en las minas Cambana y La Fortuna.

IX. La actividad hidrotermal durante el proceso de fallamiento fue el agente de liberación y removilización del oro y algunos componentes del skarn a lo largo de conductos favorables.

X. Una alteración propilítica penetrativa (epidota-clorita-calcita) sobrecargó la litología primaria de la asociación calco-silicatada, con un metasomatismo de potasio (feldespato K) adyacente a las estructuras mineralizadas y a las vetas de cuarzo. La alteración de las rocas de caja afecta a todas las rocas de la secuencia litológica en las cercanías de las fallas, pero con menor intensidad a los "piroclastos gruesos" del piso.

XI. Hubo un evento regresivo tardío asociado con el influjo de aguas meteóricas de menor temperatura que causó alteración adicional del skarn, caolinización del feldespato, sericitización de las plagioclasas y cloritización de los anfíboles.

El oro presenta una relación antagónica con los sulfuros de metales base. Dentro de las estructuras mineralizadas hay un fuerte enriquecimiento en oro (con Bi-Te) en detrimento de la Ag, Cu, Zn y Pb. Las estructuras de rumbo NE, fuera del ambiente del depósito, mostraron que la plata es dominante sobre el oro.

4.7 Nambija Sur

4.7.1 Introducción

El campo minero de Nambija Sur (Fig. 4.1) incluye:

(i) El depósito con contenido de oro que actualmente está siendo minado en Guaysimi Alto y Sultana del Cóndor.

(ii) El prospecto de pórfido de cobre de David (Las Pavas) y Tumi (Cerro Colorado).

(iii) Un número de cuerpos pequeños relacionados con skarn, brechas y ocurrencias de vetas que contienen oro. (ej. Tumi, Brecha, Ana, etc.).

El área comprende rocas volcánicas andesíticas y sedimentos de la Unidad Piuntza inferior, media y superior la cual está intruida por un número de intrusiones alteradas de pórfidos de composición andesítico-diorítica a riodacítica.

4.7.2 Litoestratigrafía

La mejor y más completa sección estratigráfica ocurre en el área de la Mina Sultana del Cóndor en el lado Oeste del cinturón. La sucesión reconocida por GOLD FIELDS S.A. (1996) se puede representar de la siguiente manera:

Formación Volcánica Fortuna

Discordancia ________

Formación Sultana Superior

Formación Sultana Inferior

La Formación Sultana Inferior comprende volcánicos dacíticos a riodacíticos (principalmente tobas, brechas piroclásticas y pequeños stocks subvolcánicos o apófisis de dacita) y rocas volcanoclásticas.

La Formación Sultana Superior es la principal roca encajante de la mineralización de oro y comprende una secuencia interdigital sedimentaria que incluye brechas conglomeráticas y volcanoclásticas calcáreas, las cuales presentan grados diferentes de skarnificación. De los datos del mapeo geológico de los núcleos de sondajes, GOLD FIELDS S.A. ha mostrado que esta Formación está cortada por una discordancia erosiva. Paleosuelos han sido preservados localmente sobre esta paleosuperficie, y sombreros de hierro ocurren en algunas intersecciones de falla.

La gruesa secuencia sobrepuesta de los volcánicos andesíticos Fortuna es la roca encajante, principalmente preservada en los sectores altos y que cubre la mayor parte de la intrusión porfídica de Tumi. Un centro volcánico andesítico, cerca de 300 metros de diámetro con alguna mineralización de “stockwork”, ha sido mapeado entre Sultana y Tumi.

4.8 Pórfido Cu-Au De Tumi (Cerro Colorado)

4.8.1 Introducción

El depósito de pórfido de cobre de Tumi (Cerro Colorado está localizado 6 km al sur de Nambija en una altitud de 2500 a 2700 metros (Fig. 4.1). La mineralización de "stockwork" brechas hidrotermales y diques de guijarros relacionados a una pobre exposición de un stock de riodacita desarrollado en los sobreyacentes volcánicos andesíticos de la Formación Fortuna. El pórfido, el cual no está delimitado tiene en promedio un contenido de 0.3% de Cu y al menos 1.5 km en ancho. A pesar de los saltos de falla existen subafloramientos remanentes abiertos-finalizados hacia el Oeste, mientras que los patrones de alteración indican una probable extensión o un stock separado hacia el norte. A pesar de que el subafloramiento de pórfido cubre un área de más de 0.6 km^2 la exposición está limitada a un camino de trinchera que rodea el escarpe de falla del lado Sudeste de la intrusión (Fig. 4.6).

La relación espacial, y posiblemente genética, con los skarns mineralizados de la mina Sultana del Cóndor, la existencia de otros skarns mineralizados con oro y de las unidades de sulfuros masivos transicionales relacionadas con skarn en cercana proximidad, el posible contacto con el pórfido además del hecho de que la zona de techo, aunque muy inaccesible permanece intacta, hace de este un caso adecuado para estudio.

Este trabajo incluyó una descripción resumida y un muestreo de la carretera y de los núcleos de dos perforaciones a través de las volcanitas andesíticas que cubren la intrusión. Se obtuvieron 81 muestras y 240 espectros de PIMA.

4.8.2 Ambiente estructural

El pórfido está limitado por el NW y SE por fallas al NE y NNE mineraliza das que se separan gradualmente hacia el extremo SW abierto de la intrusión (Fig. 4.7). El límite occidental del pórfido está definido, probablemente, por una falla N-S. El contacto NE con limolitas calcáreas está definido por una falla al NW desde la que la mineralización en "stockwork" y los fenómenos de alteración son comunes en el sector volcánico superior de la intrusión, los cuales terminan abruptamente. Estas zonas estructurales al NW están skarnificadas, tienen un buzamiento de moderado a fuerte al SW y portan vetas de cuarzo aurífero de alta ley en más de 40 m de longitud en dirección (Prospecto Tumi del Oro). La excavación y perforación de esta zona muestran que la mineralización está confinada a un enriquecimiento hipogenético en una bolsonada de alta ley.

El pórfido de Tumi está localizado en una importante intersección de fallas NE y NW y una zona de brecha hidrotermal mineralizada N-S (Fig. 4.7). La zona de brecha (unos 50 m de ancho) buza fuertemente y puede ser seguida hacia el Norte desde el contacto del pórfido en unos 0.5 km, después de lo cual pasa a un dique riodacítico (25- 40 m de ancho) a lo largo de la misma estructura que continúa por lo menos otros 0.7 km. La zona de brecha comprende brechas andesíticas con alteración sericítica, silicificadas y propilitizadas en algún grado con reemplazamiento local de pirita (márgenes de clastos) y rellenos de matriz (diseminaciones y lentes sinuosos con formas granulares a masivas) (Fig. 4.7). Mineralizaciones de oro erráticas, de leyes bajas a moderadas, se presentan en unos 300 m en dirección de la estructura.

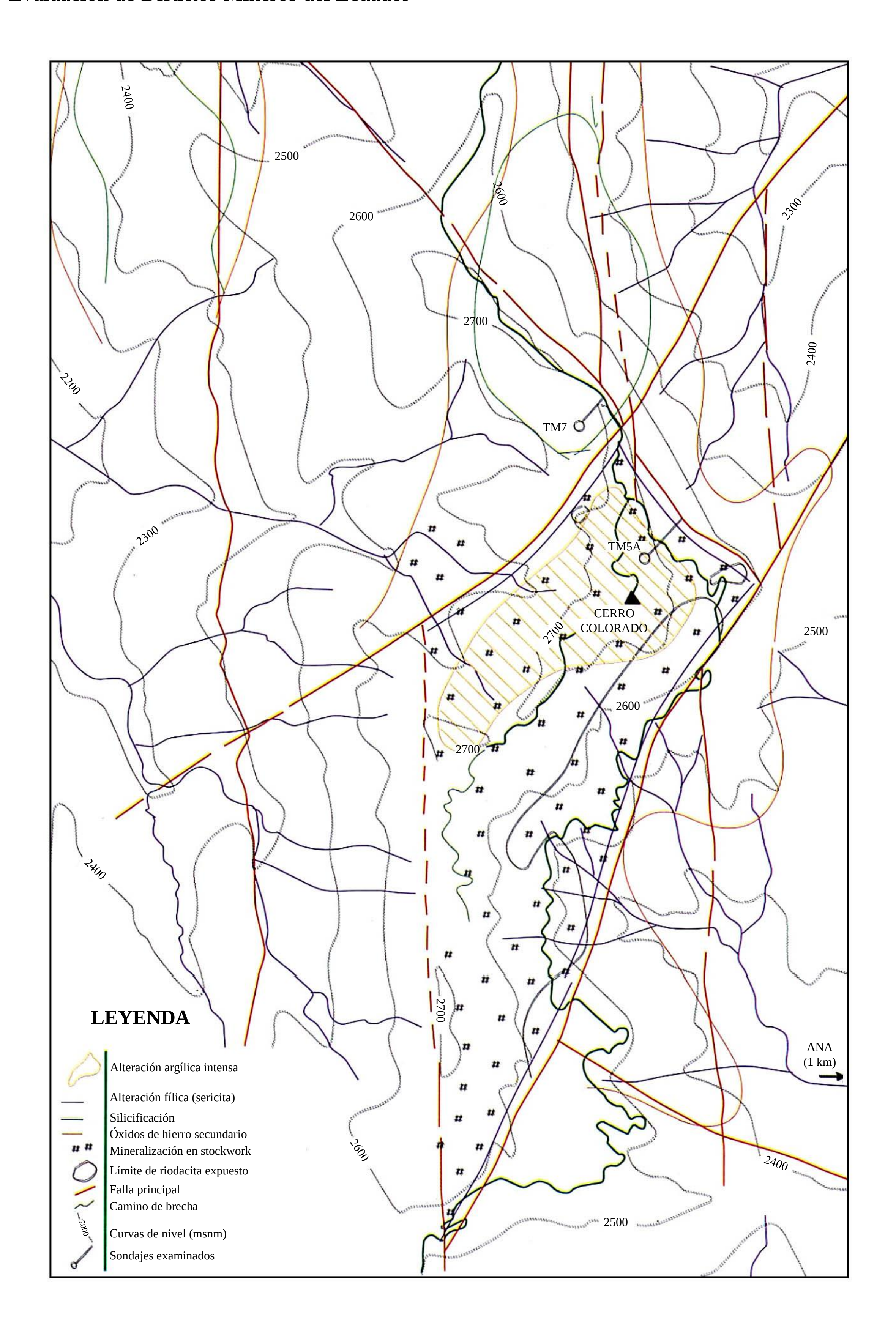


Figura 4.7 Mapa de las zonas de alteración relacionadas con el pórfido Cu-Au de Tumi (Cerro Colorado), Sector Mina Real, Nambija Sur. Compilación basada en los mapas de la Zamora Gold Corporation

Sumadas a estas fallas que delimitan el Pórfido de Tumi, existe un gran número de fallas subsidiarias. Éstas incluyen:

(i) Fallas WNW-ESE que buzan fuertemente al S con desplazamiento oblicuo normal-sinistral (lineaciones orientadas en el sentido de las agujas del reloj desde los planos de falla unos 15° hacia 201° de hundimiento). Este grupo de fallas ha sido intruido por diques de andesitas/cuarzo microdioritas.

(ii) Fallas NNW-SSE (verticales o muy empinadas a cada lado de la vertical con lineaciones de hundimiento bajo, orientadas en sentido contrario a las agujas del reloj de los planos de falla) con desplazamiento normal-dextral y que comúnmente desplazan el contacto pórfido-volcanitas y rodean enclaves de techo.

(iii) Fallas NNE-SSW con buzamientos fuertes a subverticales hacia el WNW. Las relaciones S-C indican un sentido dextral de desplazamiento. En un campo de esfuerzos uniforme este movimiento no puede darse con la cinemática de las fallas NNW. Estas fallas son paralelas a la falla mineralizada que define el margen SE del pórfido y las fábricas S-C podrían entonces indicar una fase tardía o frágil-dúctil de cizalla probablemente asociada al emplazamiento de la intrusión.

(iv) Estructuras N-S mineralizadas con Cu que buzan fuertemente al W y se piensa que son la extensión Sur de la zona de brecha. Las lineaciones muy inclinadas indican un desplazamiento normal.

4.8.3 Características de la alteración

Los estudios de alteración basados en el PIMA en la trinchera indican alteración fílica predominante (moscovita/sericita-paragonita-fengita-illita/sericita illítica) del pórfido riodacítico a lo largo de esta sección (Fig. 4.8). También hay evidencia de alteración potásica (feldespato potásico y flogopita) en la mitad Norte de la intrusión.

El sector que subaflora bajo Cerro Colorado está considerado el núcleo potásico. La parte superior de la alteración potásica está probablemente a unos 2300 m de elevación. Las evidencias del presente estudio indican un grado de superposición de las alteraciones potásica y fílica.

Las rocas encajantes andesíticas y las intrusiones cuarzo-dioríticas exteriores están predominantemente propilitizadas (clorita intermedia y epidota) con alguna superposición argílica (montmorillonita-illita ± sericita). El sector superior de los volcánicos sobre la mitad Norte de la intrusión está argilizada penetrativamente (minerales del grupo del caolín y anhidrita). La presencia de anhidrita sugiere que las muestras han sufrido meteorización ácida más que alteración argílica avanzada. Además, la presencia de sericita, clorita y, probablemente, esmectita es aún evidente a través de la superposición meteórica.

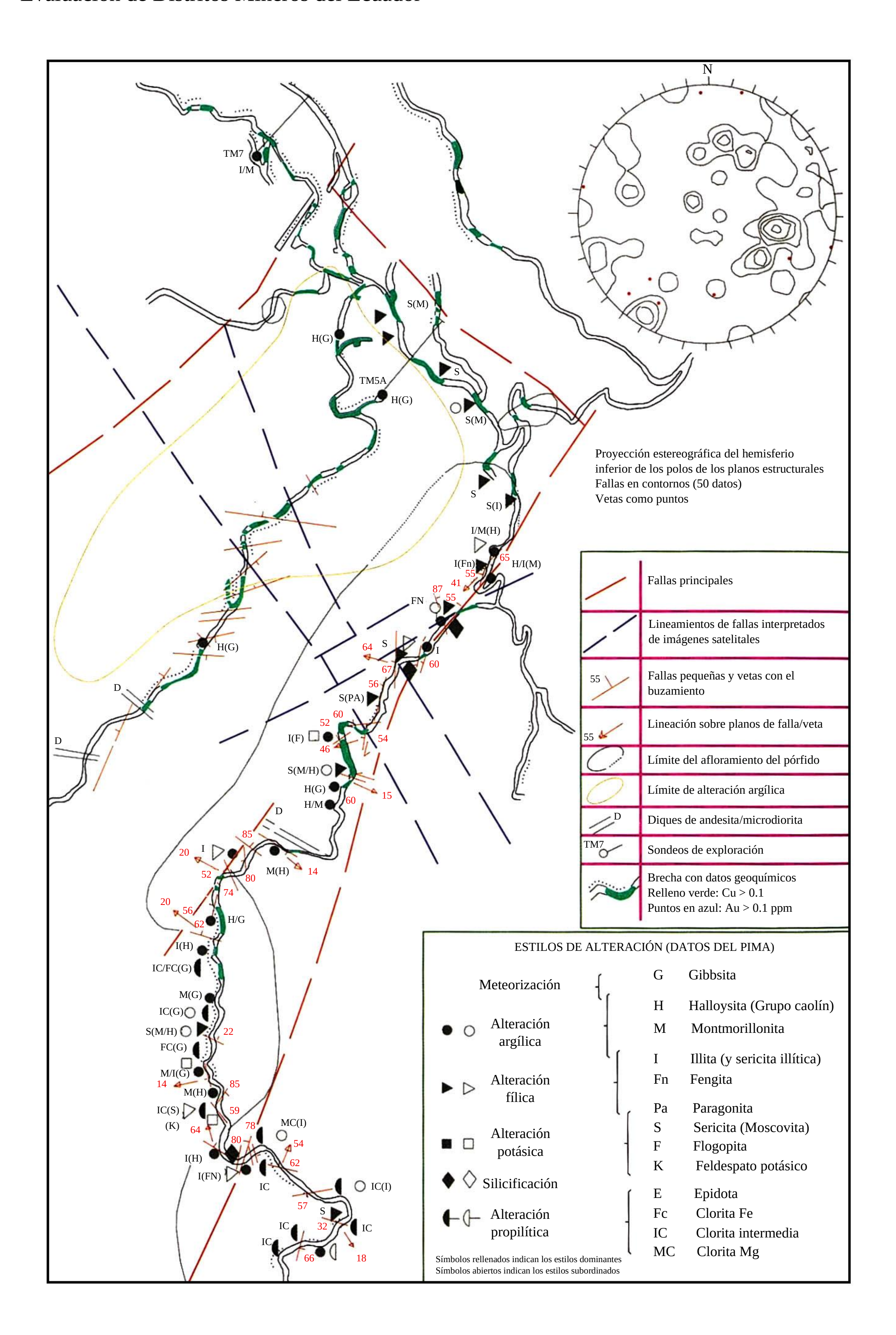


Figura 4.8 Mapa estructural y de alteración a lo largo de los caminos - trincheras de pórfido Cu y Au. Sector Mina Real, Nambija Sur. Datos de las leyes tomados de la Zamora Gold Corporation

El sector superior volcánico presenta "stockworks" mineralizados bien desarrollados y brechas hidrotermales y, en las perforaciones, hay una zonación de alteración clara, desde propilítica caracterizada por clorita magnésica-epidota-carbonato cerca de la interfase de la intrusión, pasando hacia arriba, a través de una zona mixta propilítica-argílica (principalmente clorita intermedia-illita) con alteración potásica y fílica controlada por fracturas (desarrollo local de feldespato K, flogopita, moscovita y fengita) a una zona cerca de la superficie de alteración argílica avanzada dominada por minerales del grupo del caolín (principalmente caolinita y halloysita). La alteración propilítica se superpone a la argílica. La mineralización está tipificada por redes de vetillas de cuarzo-pirita y grupos de vetillas de pirita ± calcopirita masivas (Fotos 4.12 y 4.13) con parches de minerales secundarios de cobre (calcosina, covelina, malaquita y crisocola).

Un área oval (0.7 × 0.35 km) de silicificación extensiva envuelve el prospecto brecha y contiene pequeñas intrusiones granodioríticas y corneanas localizadas en las volcanitas y brechas polilíticas. La zona de brecha se caracteriza por la presencia de clorita y tiene una firma fuerte de illita-sericita. Esto puede ser el reflejo de otra intrusión porfídica (o la extensión mediante fallas del pórfido de Tumi) en profundidad.

La mineralización Ana está situada a 500 m al SE del pórfido Tumi y está controlada estructuralmente, es una mineralización de oro de estilo pirrotina masiva acompañada por niveles anómalos de bismuto. La mineralización está acompañada por una alteración potásica de la roca de caja (biotita-flogopita) dentro de la andesita con alteración clorítica. También hay un halo de varias decenas de metros de ancho de mineralización de oro anómala. Este tipo de mineralización de alta temperatura es similar al encontrado en el depósito Fortitude en la lineación de Battle Mountain de Nevada.

4.8.4 Observaciones en los pozos de perforación

El pozo de perforación Tumi TM5A (longitud inclinada 264.2 m) está localizado en el área con anomalías geoquímicas prominentes de Cu, Mo, Au y Ag en el flanco NE de Cerro Colorado el cual esta subyacido por la intrusión porfídica (Fig. 4.8). El pozo de perforación atraviesa una secuencia de los volcánicos andesíticos y los volcanoclásticos relacionados de la Formación Fortuna, pero no intercepta el principal cuerpo intrusivo. Debido a la intensa alteración, las texturas de las rocas originales están borradas. Por lo tanto, las subdivisiones litológicas han sido basadas en obvias características de texturas macroscópicas como la presencia de fenocristales o clastos. La sección está caracterizada por zonas intensamente silicificadas de andesitas porfiríticas feldespáticas y brechas hidrotermales. La penetrante silicificación de las andesitas porfiríticas feldespáticas en asociación con las brechas hidrotermales es localmente intensa, tanto que, solamente los relictos rosados de fenocristales son visibles y superficialmente parecen pórfidos félsicos o intrusivos microporfídicos.



Foto 4.12 Vetillas de cuarzo y feldespato K (rosado) portadores de oro, cortando el skarn en el tajo abierto de la Mina Guaysimi Alto, Nambija Sur

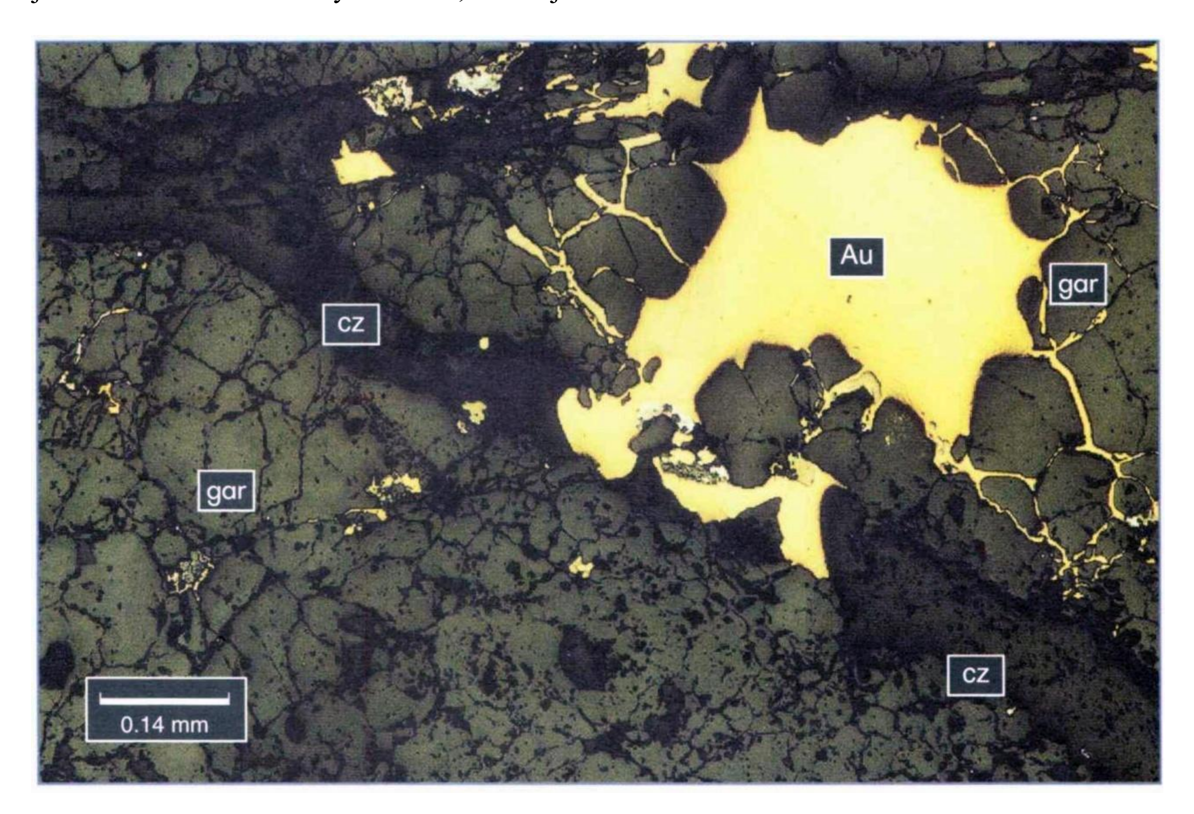


Foto 4.13 Microfotografía en luz reflejada de skarn granatífero con oro (muestra CPA-71) de la Mina Campanillas (Nivel 2), Nambija Norte. El oro (Au) está presente en las vetillas de cuarzo (cz) y rellena las fracturas dentro del granate (gar)

Brechas hidrotermales se presentan en los intervalos 125-144 m y 186-231 m. Sus límites están pobremente definidos donde ellos están, contra o incorporados con las brechas volcánicas. Conspicuas chimeneas (o cuerpos tabulares) en estos intervalos, generalmente no exceden 10 metros de ancho. Ellas están caracterizadas por intensa silicificación (cuarzo inundado) e impregnaciones de sulfuros (como py, cp) que comprenden del 5-60% de la roca. Estas brechas también están caracterizadas por el reemplazamiento de feldespato potásico rosado de los clastos y contienen manchas brillantes de epidosita. La mineralización en su mayoría forma "stockworks" con localizados subordinados reemplazamientos de sulfuros semi-masivos y diseminados. Sin embargo, la mayoría de estas conspicuas características, son los grupos de vetillas, vetillas ciegas, parches y lentes de pirita masiva (Foto 4.12). Las vetillas tienen hasta 3 cm de espesor (usualmente <1 cm) y muchas tienen bordes epidotizados o silicificados. La paragénesis de las vetillas del "stockwork" recuerdan el clásico esquema de El Salvador y es como sigue:

a.	Cuarzo + feldespato potásico ± pirita ± molibdenita	Vetas A
b.	Cuarzo ± pirita ± molibdenita	Vetas B
c.	Pirita ± calcopirita ± epidota	Vetas C
d.	Cuarzo + carbonato + calcopirita ± pirita	Vetas D
e.	Carbonato	Vetas D

Una característica de la paragénesis es la introducción tardía del reemplazamiento de pirita por calcopirita (Foto 4.13).

La siguiente alteración mineral fue identificada de los espectros del PIMA: illita, halloysita, moscovita (sericita), clorita (Mg e intermedia) fengita, montmorillonita, epidota, flogopita, actinolita y anhidrita. Su abundancia es relativa y está indicada por las tres etapas subdivididas en el registro.

Generalmente pueden ser subdivididas en las siguientes zonas:

0-60 m: Alteración argílica (grupo de minerales de caolín e hidrómicas) tipificadas por la ocurrencia de halloysita y ocasionalmente clorita, fengita e illita.

60-144 m: Alteración fílica-argílica (illita y micas blancas). Domina sericita en los intervalos 63-69 m y 81.5-84.5 m. Por doquier la asociación está dominada por illita con esporádicas cloritas y montmorillonita.

144-264 m: Alteración fílica-potásica con alteración argílica sobrepuestas (clorita y micas obscuras).

La división esta caracterizado por la presencia de clorita Mg con esporádicas ocurrencias de flogopita, sericita (moscovita) e illita. Actinolita está presente en el intervalo transicional 144.0-165.5 m entre sericita superior y baja clorita Mg dominando la asociación mineral.

El patrón general parece no estar afectado por la presencia de brechas hidrotermales.

La presencia de la asociación de alteración potásica en profundidad está evidenciada por la apariencia de la flogopita y clorita Mg y por el incremento en el contenido del feldespato potásico, ahora albita ha sido parcialmente o totalmente remplazada por sericita-illita. Clorita Mg está considerada como el producto de reemplazamiento de la flogopita secundaria (o biotita) y entonces se la puede considerar como un mineral indicador de la asociación de alteración potásica retrogresiva. En efecto la más conspicua característica en la alteración es el cambio abrupto en la composición de la clorita en la zona transicional de actinolita. Esto puede ser discutido como que esta parte refleja un cambio en la composición. Sin embargo, inspección visual del núcleo no muestra un perceptible cambio en el tipo de roca hasta el tope de 3 metros más profundos en el pozo el cual intercepta andesitas basálticas. Esta observación nace de las lecturas de susceptibilidad magnética, las cuales muestran un salto agudo en los valores altos de andesitas basálticas.

Actinolita en el sistema de pórfidos puede dominar o acompañar, pero raramente post-datar la formación de biotita. La apariencia de este mineral podría entonces soportar la inferencia de que las zonas de transición de actinolita marcan el tope de la zona potásica.

Los patrones de alteración potásica-fílica-argílica están acompañados por el fondo de propilitización, tipificados por la presencia de epidota en la zona potásica, clorita intermedia y montmorillonita en las elevaciones altas.

La alteración supergénica moderada a intensa se extiende en el pozo por 102 metros (profundidad vertical 90 metros) y desde allí ocurre esporádicamente a lo largo de las estructuras permeables a una profundidad inclinada de 175 metros. El perfil de la zona de meteorización supergénica está bien desarrollado con penetrativa oxidación caracterizada por la presencia de minerales del grupo del caolín y minerales secundarios de óxidos de hierro (incluida magnetita) y texturas “boxwork” a una profundidad vertical de 70 metros. Las zonas de enriquecimiento subyacente secundario sobre un intervalo vertical de ca. 20 metros.

Pozo Tumi TM7 (profundidad inclinada 209.4 m) localizado en el NW lado del NE límite de la falla (Fig. 4.7) fue perforado para examinar las extensiones de la mineralización de oro relacionada con el skarn, pero fue detenida al interceptar la zona de falla con dirección NW la cual aloja la veta de oro y cuarzo Tumi 100 metros al SE. El pozo atraviesa similares secuencias de volcánicos andesíticos como las encontradas en el pozo TM5A. Estas rocas están localmente skarnificadas y/o tienen una local e intensa epidotización. Aparte del dique pre-mineral de hornblenda microdiorita las volcanitas están enteramente fragmentadas en un rango de finas tobas de cenizas a cherts a través de una toba de cristal medianamente gruesa y tobas líticas de lapilli a tobas de brechas. Existe una gran cantidad de variaciones internas, ligeras intercalaciones y alteraciones estratiformes con y entre las varias facies volcánicas. Las finas tobas de cenizas están bien estratificadas y comúnmente poseen fragmentos de tamaño lapilli (hasta 3%). Algunas zonas de tobas de cenizas de chert tienen post diagénesis brechificación y están rellenas con asociaciones minerales de skarns ricos en epidota.

El pozo intercepta una zona de falla mineralizada entre 21.95 y 42.04 m (i.e. un espesor inclinado de 20 metros) contienen vetas de cuarzo (>0.5 m) que contiene hasta el 40% de sulfuros semi-masivos y cobre mostrados y caracterizados por zonas de penetrativa e intensa silicificación con impregnaciones densas de pirita. Ocurren también zonas de cizalla bien desarrolladas y mineralización de "stockwork". Esto incluye vetillas cizalladas de clorita-pirita y cuarzo-sulfuros, vetillas de "stockwork" de cuarzo ± carbonato ± sulfuros ± epidota ± clorita, grupos de vetillas de pirita masiva y fracturas cubiertas con sulfuros muy finos, vetillas de calcita ± clorita, vetillas de composición de multifase cuarzo-carbonatos y cuarzo-sulfuros. Impregnación de sulfuros y reemplazamiento ocurre a lo largo de retículos entramados en una incipiente zona de brecha, pero brechas hidrotermales de tipo encontrado en TM5A están ausentes. Lapilli puede contener clorita y estar totalmente reemplazado por pirita. Típicamente la epidota está alrededor de grupos de vetillas de pirita, pero el feldespato K y más raramente biotita forma franjas externas en las vetillas de pirita ± cuarzo.

La paragénesis de las vetas es compleja y probablemente algo diacrónica, generalmente siguen la siguiente secuencia:

a. Vetillas cizalladas de clorita ± epidota ± pirita ± calcopirita.

b. Zonas de grupos de vetillas con pirita ± calcopirita impregnaciones y reemplazamiento.

c. Vetillas de cuarzo ± pirita ± molibdenita ± feldespato K ± biotita.

d. Alrededor de las vetillas cuarzo ± pirita ± calcopirita ± epidota ± feldespato K.

e. Vetillas de cuarzo ± carbonato ± pirita ± calcopirita ± molibdenita.

f. Grupos de vetillas de pirita ± calcopirita ± epidota.

g. Vetillas de carbonato ± clorita.

h. Rellenos muy finos de fracturas con pirita ± hematita.

Las etapas de c-g son comparables con el esquema en el pozo TM5A.

Espectros de PIMA tomados a intervalos de 3-4 m a lo largo del testigo de perforación muestra las siguientes combinaciones minerales:

Tabla 4.3 Espectros de PIMA en un testigo de perforación del pórfido de Tumi

Minerales	Código
Halloysita (principal)	T70036
Halloysita (principal) e illita (secundario)	T70067
Halloysita (principal) clorita (secundario)	T70265
Moscovita (principal): T70326 clorita (principal)	T70356
Fengita (principal) y clorita (secundario)	T70631
Illita (principal) y epidota (secundario)	T70661
Clorita (principal)	T70935
Calcita (principal) y epidota (secundario)	T71210
Clorita (principal) e illita (secundario)	T71241
Epidota (principal) y flogopita (secundario)	T71310
Calcita (principal) y moscovita (secundario)	T71332
Calcita (principal)	T71972

El testigo de perforación contiene abundante halloysita (grupo caolín) e illita hacia abajo hasta la profundidad inclinada de 38.7 m y de acuerdo a la clorita es la alteración mineral dominante con ocasionales ocurrencias de epidota para el resto del pozo. Sin embargo, la cercana superficie de alteración supergénica en el pozo está caracterizada por la penetrante alteración propilítica. La alteración propilítica exhibe un claro control estructural y más notablemente en asociación con vetillas de pirita. Los datos de PIMA indican que la zonación de la alteración hidrotermal puede ser la siguiente:

> 0-40 m: Sobreimpresiones de alteración hidrotermal fílica caracterizada por sericita-moscovita e illita-sericita superimpuesta con alteración supergénica caolinítica.
>
> 40-80 m: Zona de carbonatación también caracterizada por la clorita Mg (después biotita/flogopita). Se piensa que representa la transición fílica-potásica con el gradual incremento de alteración potásica en profundidad. Alteración fílica (sericita-moscovita, fengita e illita-sericita) todavía tiene dominio bajo los 80 m.
>
> 80-209 m: Zona dominantemente de alteración potásica (i.e. potásica>fílica) caracterizada por la presencia de flogopita, feldespato K, o clorita Mg. Retrogresión de biotita/flogopita a clorita Mg sugiere que la propilitización posdata la alteración potásica.

La zona de oxidación termina en el lado NE de la zona de falla y se mezcla imperceptiblemente con la zona superficial de enriquecimiento secundario en los intervalos 32.82-42.04 metros. Esta zona está caracterizada por el enriquecimiento secundario y localmente presenta una intensa silicificación, la cual puede haber servido para impedir la migración hacia abajo de la alteración supergénica.

4.8.5 Conclusiones

El pórfido de Tumi es poco conocido debido a una inadecuada exposición y a pocas intersecciones de los pozos exploratorios en el intrusivo félsico. Sin embargo, al menos, algunas inferencias pueden hacerse según la naturaleza y control de la mineralización de pórfido.

El control estructural del "stockwork" del pórfido de Tumi y la cercana relación espacial y genética con la mineralización aurífera del exocontacto son hechos bien establecidos. Los sentidos de movimientos laterales de las fallas, están de acuerdo con una evolución tectónica en dos estadios involucrando una fase inicial (Cretácico medio – Terciario temprano) con dirección aproximada E-W. Durante esta fase se formaron fallas y fosas tectónicas N-S y los intrusivos hipoabisales se emplazaron, seguidos de una compresión aproximadamente NE-SW durante el Terciario medio-tardío en la que algunas fallas fueron reactivadas en un sentido opuesto.

La alteración hidrotermal en el pórfido muestra un núcleo central potásico envuelto y parcialmente sobreimpreso por una zona fílica exterior con alteración secundaria argílica (Fig. 4.9). No obstante, la mineralización en "stockwork" y el patrón de zonado no están confinados al pórfido, sino que se extienden al menos 400 m en el sector superior de los volcánicos. Las alteraciones potásica y fílica, están estructuralmente controladas, se extienden a las volcanitas andesíticas y están sucedidas por alteración propilítica y argílica secundaria a niveles progresivamente más altos.

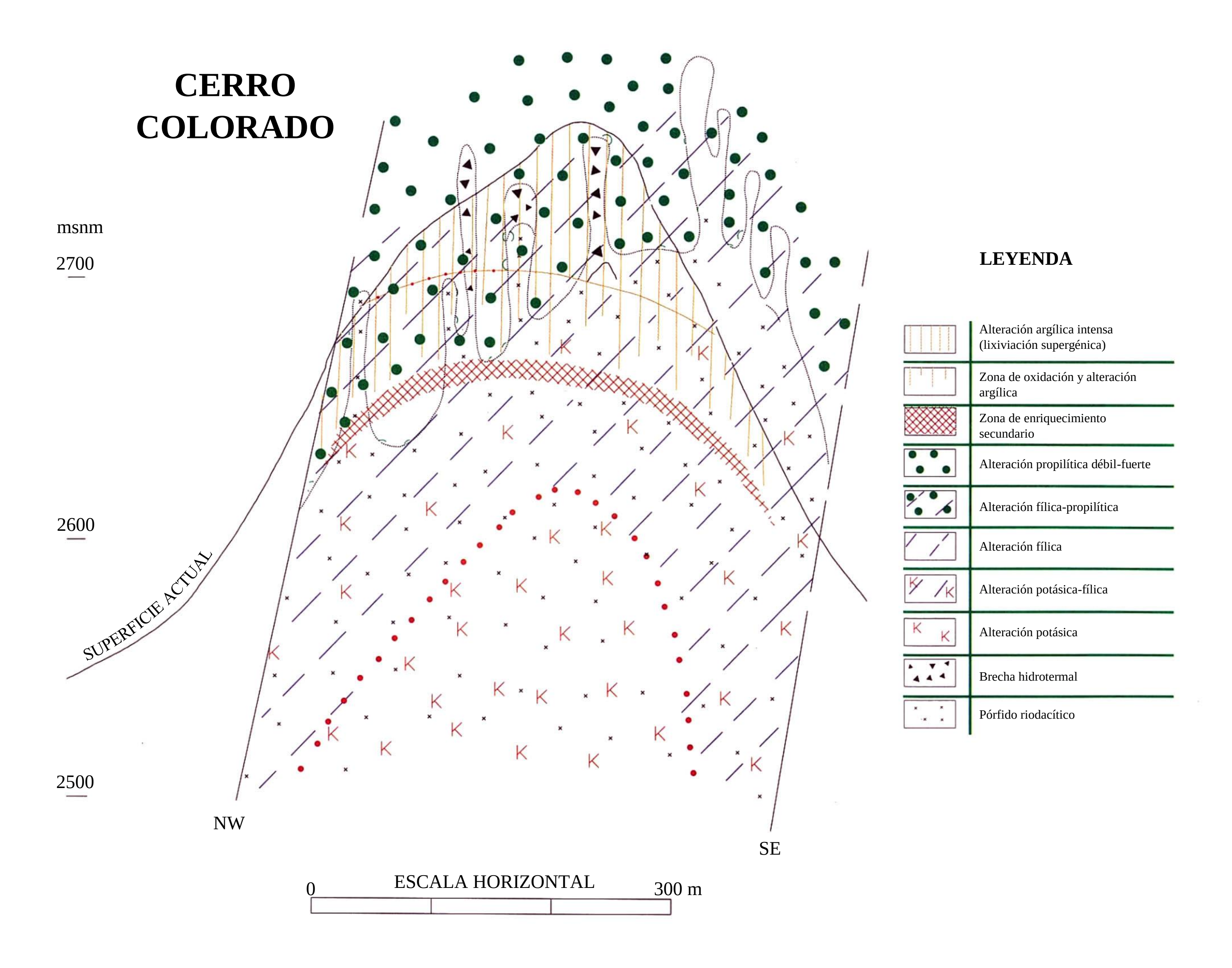


Figura 4.9 Sección esquemática del sistema porfídico Cu - Au de Tumi (Cerro Colorado). Sector Mina Real, Nambija Sur

Los factores claves para la interpretación del pórfido de Tumi son:

(i) El emplazamiento de alto nivel. Intrusivos subvolcánicos de finos a granulares de composición riodacítica con los volcánicos, los cuales sobreyacen a los campos de skarn de metasedimentos con contenido de oro.

(ii) La cercana proximidad de los centros de volcánicos aglomerados de roca andesíticas, con indicaciones de mineralización en "stockwork" y pequeños stocks satélites de dacita-andesita. Zonas pequeñas con alteración potásica están caracterizadas por el feldespato K en la riodacita y biotita/flogopita en los volcánicos andesíticos, sobrepuestos por alteración fílica y potásica. La alteración fílica-argílica presenta un buen desarrollo en una envoltura anular.

(iii) Zonación metálica pobremente definida. Zonas de piritización central contienen calcopirita por zonas estériles de pirita. Molibdenita está rellenando las fracturas en la mayor parte de los casos: dispersa y sin relación a la principal fase de mineralización de Cu.

(iv) Significativos valores de Au y Ag asociados con la mineralización del pórfido. La cual está espacial y posiblemente genéticamente relacionada por los depósitos periféricos de skarn con contenido de oro.

Estas características sugieren que el pórfido de Tumi es similar al tipo volcánico calco-alcalino en los sistemas de pórfidos.

A diferencia de otros sistemas de pórfidos en el cinturón de Nambija (ej. Cumay, David, El Tierrero) no existe la evidencia de facies faneríticas granulares gruesas u otras obvias conexiones con el suprayacente batolito. Tienen facies riolíticas de techo y han sido mapeadas a lo largo del contacto con el intrusivo con otras rocas de la unidad Piuntza en el margen SW del cinturón. La evidencia es pobre en dos importantes aspectos interrelacionados:

(a) Pórfidos volcánicos caracterizados por el consanguíneo e íntimamente asociado conjunto de intrusivos/extrusivos magmáticos. Durante el presente estudio no pudo ser adecuadamente demostrado el carácter comagmático del pórfido de Tumi con las pilas volcánicas confinadas.

(b) No existen edades que puedan restringir lo indicado: (i) si existió o no algún hiato significativo entre los volcánicos y el emplazamiento del sistema de pórfido, y (ii) si el pórfido es comagmático con la Formación volcánica la Fortuna éste fue emplazado durante una época tardía.

4.9 Depósitos de Sultana del Cóndor

4.9.1 Introducción

La mina Sultana del Cóndor es uno de los depósitos más pequeños de skarn de oro de los que están siendo trabajados en el cinturón de Nambija. Está localizado cerca del margen occidental del graben y 1.5 km al Sudoeste del depósito de pórfido de cobre de Tumi. La concesión minera pertenece a la Minera Sultana del Cóndor S.A. y ha sido extensamente explorada y evaluada por GOLD FIELDS S.A. en 1994-1995, período en el cual cerca de 5000 metros de perforaciones fueron ejecutados.

4.9.2 Ambiente de la mineralización

La skarnificación y la mineralización de oro ocurren localmente en rocas de composición favorable en todas las tres Formaciones arriba descritas, pero están más desarrolladas en la Formación Sultana Superior. Hay clara indicación de un incremento en el grado de skarnificación del Sur hacia el Norte dentro de la concesión. La mineralización de oro ocurre esporádicamente sobre 2 km de rumbo N-S (Fig. 4.6). El skarn Natalie al norte de la concesión Sultana es subeconómico. La mina Sultana con base en los estudios realizados en los centros de explotación, está subdividida en tres sectores, cada uno de los cuales exhibe características geológicas diferentes:

En el Sector Sur (Toscón) el skarn está pobremente desarrollado y el oro está asociado con lentes estratoligados de pirita masiva, rellenando los sedimentos tobáceos silicificados laminados donde se encuentran "stockworks" con sulfuros y brechas. En la quebrada Pindo, existen a lo largo de una falla con dirección N-S brechas tectónicas con masas nodulares de pirita azucarada y de igual manera dentro de los volcanoclastos brecho-conglomeráticos que reportan valores de 15 g/t de oro.

En el Sector Central donde hay evidencia de trabajos formales durante la época colonial española (leyes de por lo menos 100 g/t), los volcanoclásticos brecho-conglomeráticos intercalados con sedimentos skarnificados alcanzan su máxima potencia (Fig. 4.10). El oro está claramente asociado con zonas de alteración silicato potásica (feldespato K bien desarrollado), controladas por fallamiento, en los niveles de grandita de la unidad de skarn estratificada. El oro no está enteramente confinado al skarn, sino que está presente también a lo largo de estructuras favorables, las cuales entrecruzan unidades delgadas (<1.5 m) de brecha; la cual a su vez exhibe también alteración potásica y propilítica. Ambas, la brecha-conglomerática y los skarn del sector Central tienen valores elevados (anómalos) de Cu y Zn (i.e. >100 ppm) comparado con otros sectores. Las muestras analizadas del sector Central dieron valores de oro arriba de 17 g/t.

En el Sector Norte (Bruce), el cual es la fuente principal de la actividad minera actual y donde los niveles de skarn son los más potentes, la mineralización de oro está casi exclusivamente encajada en las vetas de cuarzo y en el "stockwork" silicificado. Allí también parece existir una asociación fuerte con carbonato impregnado por abundantes granates en áreas del skarn. El feldespato potásico está virtualmente ausente. Valores de oro se encuentran típicamente sobre el rango de 24 g/t, pero en áreas restringidas de abundante oro visible, las leyes pueden exceder 300 g/t. Una datación de K-Ar en un dique andesítico que corta las rocas skarnificadas dio una edad del Cretácico Medio (116 ± 4 Ma).

4.9.3 Estructura

La asociación entre la mineralización de oro y el skarn desarrollado es innegable pero la presencia de estructuras favorables que fueron los conductos de la mineralización es imprescindible. El mapeo en las galerías indica los siguientes juegos de fallas:

En el Sector Sur (Toscón), fallas con rumbo N-S y buzamiento moderado hacia el Oeste que controlan la zona mineralizada, muestran movimientos normales con un componente dextral. Las mismas están cortadas por fallas verticales de la misma orientación y cinemática de movimiento. Fallas de buzamiento moderado ENE y rumbo NNW presentan movimiento sinistral-normal. También hay fallas menores verticales transversales de rumbo ESE-WNW.

En el Sector Central hay planos de cizalla subconcordantes con la estratificación de rumbo NW-SE y muestran movimiento normal con componente sinistral. Fallas de rumbo Noreste son predominantemente transversales y con movimiento dextral.

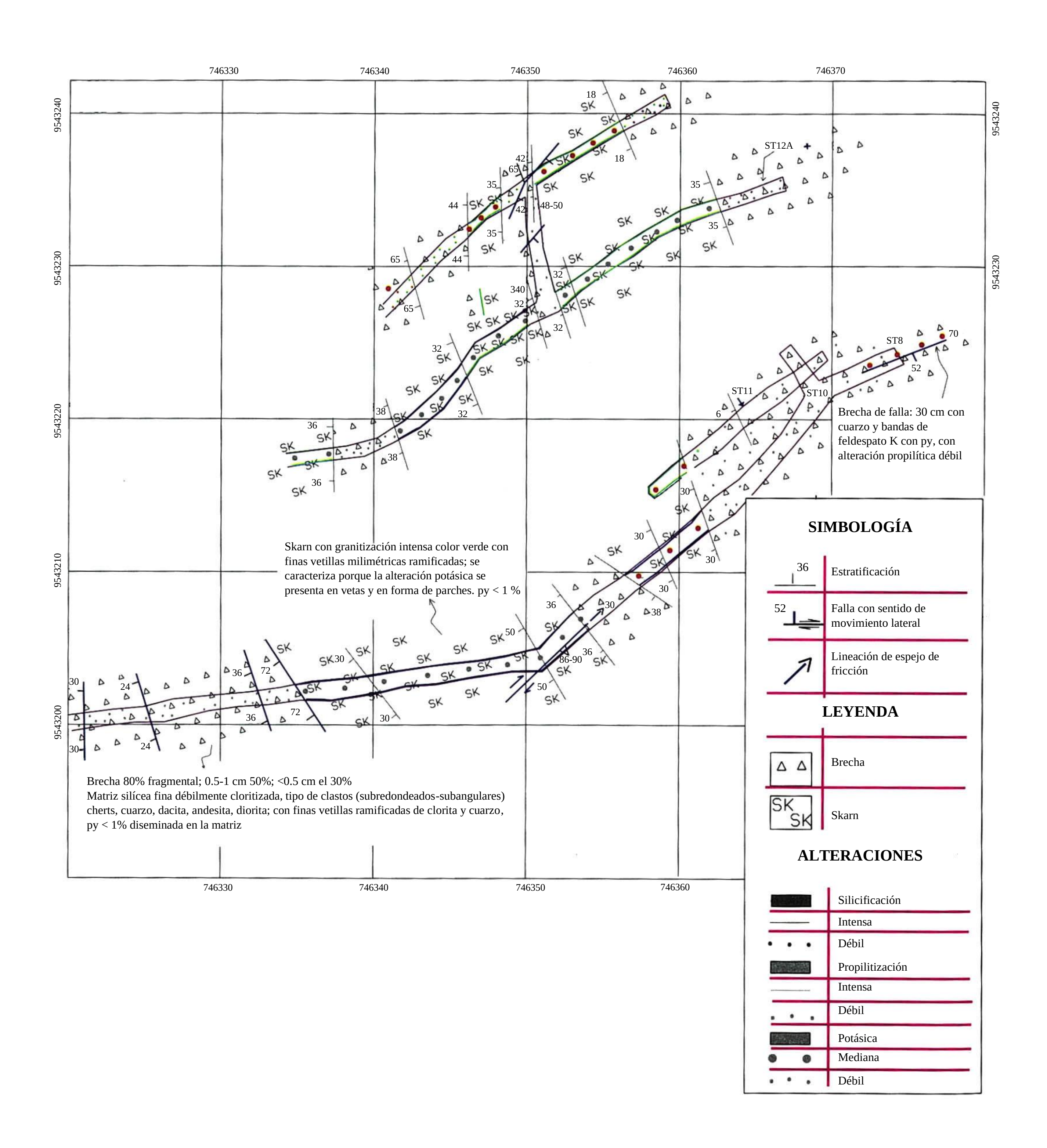


Figura 4.10 Mapa geológico de varias galerías del Sector Central de la mino Sultana del Cóndor, Nambija Sur. Nótese el interbandeamiento entre el skarn y la brecha heterolítica

El Sector Norte (Bruce) muestra fallas verticales predominantemente transversales de rumbo E-W con movimiento dextral. También hay fallas de bajo ángulo de rumbo NNW con un movimiento dextral-normal o sinistral-inverso y vetas extensionales de rumbo NNE.

Los sentidos de movimientos laterales de las fallas concuerdan con las observaciones de GOLD FIELDS. En resumen, estos datos indican que:

(i) La mayoría de las fallas con rumbo N-S son dextrales-normales.

(ii) Fallas transversales de rumbo NE registran un movimiento dextral.

(iii) Fallas oblicuas de rumbo NW-NNW tienen un desplazamiento sinistral normal.

4.9.4 Discusión

Los controles de ubicación de la mineralización fueron una combinación de litoestratigrafía y estructura. La importancia de las estructuras en la localización del oro es evidente, dado que:

(i) Existen sedimentos calcáreos los cuales son completamente estériles sobre distancias considerables ej. la localizada ocurrencia de oro en Sultana (<20% de la extensión lateral del skarn) y la falta de mineralización en el skarn Natalie.

(ii) La mineralización de oro económica en rocas, las cuales están poco skarnificadas ej. el sector de Toscón.

(iii) La introducción del oro claramente postdata la skarnificación prógrada.

(iv) El oro está localizado dentro y espacialmente asociado con fallas y fracturas extensionales.

No obstante, en el caso de la Mina Sultana la evidencia más convincente es que los tres centros mineros coinciden con intersecciones de las rocas skarnificadas con fallas del rumbo NE-SW.

4.10 Deposito Guaysimi Alto

4.10.1 Introducción

La mina de Guaysimi alto está localizada alrededor de 4 km al SSE del campamento de oro de Nambija a una altura de 2100 msnm. La Compañía Minera Zamora S.A. posee una propiedad de 2 km^2 y las elevaciones tienen un rango de 1900 a 2550 msnm. Guaysimi Alto consiste de tobas intercaladas con rocas sedimentarias, las cuales están metamorfizadas en varios grados formando corneanas, skarns calco-silicáticos y skarns de granates. Existen también unidades delgadas de volcánicos andesíticos los cuales presentan pocos efectos de metamorfismo. En la parte Norte de la propiedad el completo paquete de rocas está cortado por pequeños diques félsicos a dacíticos y sobreimpresos por alteración fílica, relacionado con el pórfido de Cu-Mo David (Las Pavas).

Los depósitos de skarn están localizados en la intersección de dos tendencias estructurales. El más prominente es la estructura post-mineralizada con rumbo NNW, la cual alinea el principal depósito mineral de Guaysimi con el campo minero de Nambija. Una segunda estructura con rumbo NE a ENE se alinea con el sistema de pórfido Tumi y tuvo un directo control en la mineralización y alteración. Tres distintos bloques estructurales han sido definidos cada uno con un único tipo de roca y características de alteración. Ellos incluyen la Mina Skarn, Cerro Banderas-Escondida y la cresta de Garita. Solamente el depósito Mina Skarn y los prospectos de Cerro Banderas-Escondida fueron examinados (Fig. 4.11).

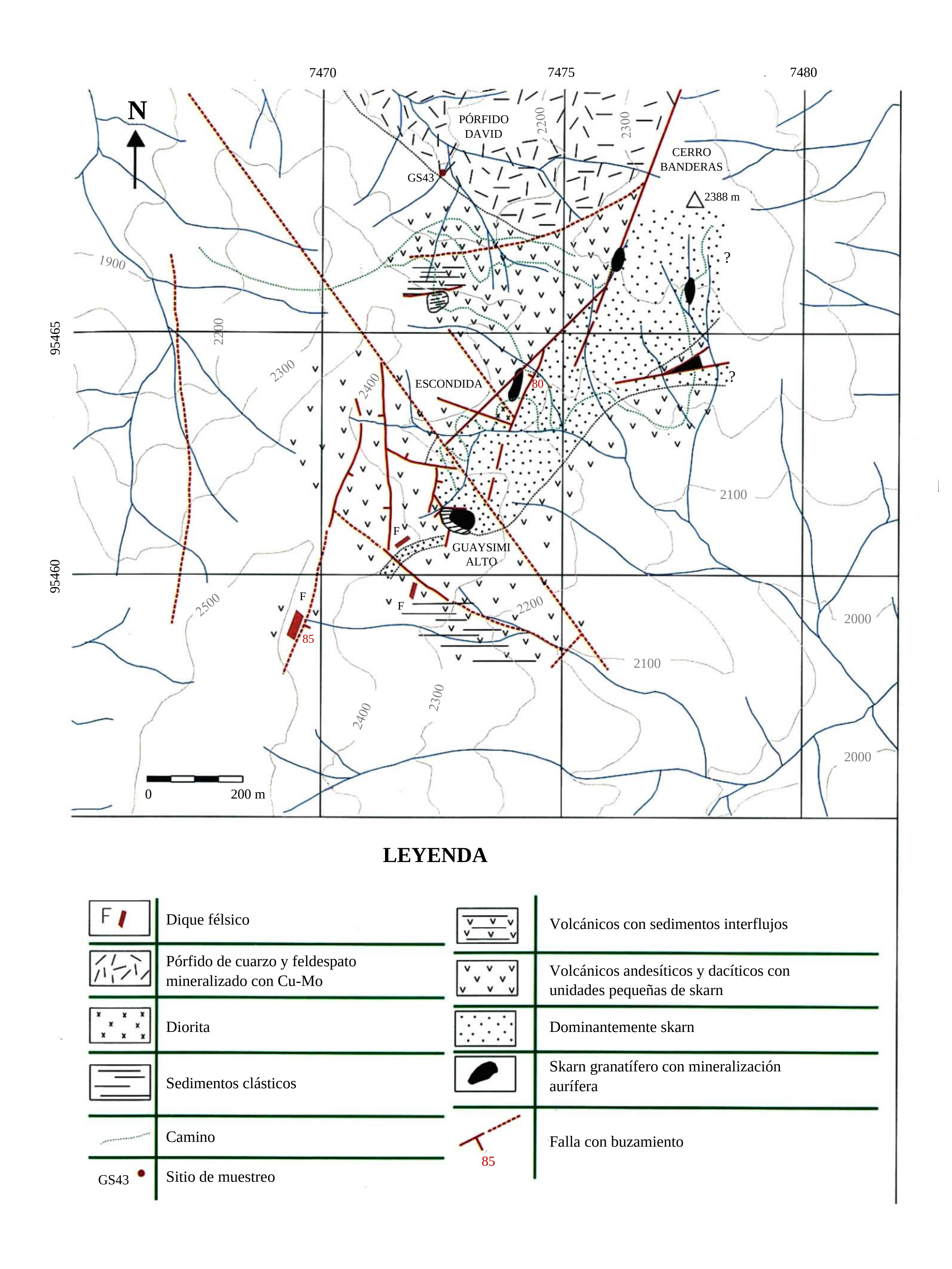


Figura 4.11 Mapa geológico de la mina Guaysimi Alto y prospectos vecinos de skarn aurífero en relación con el pórfido Cu - Mo de David. Nambija Sur. Información de la Compañía Cominzasa S.A.

4.10.2 Litologías

El depósito más importante comprende dos unidades principales de skarn mineralizado de bajo buzamiento (20-30°) al SW de más de 30 m de espesor dentro de una secuencia predominantemente volcánica. La capa inferior de skarn yace aproximadamente a 40 metros bajo la Mina Skarn y a pesar de los anómalos valores de oro registrados en los pozos exploratorios la mineralización de oro rentable no ha sido todavía identificada.

El nivel de skarn superior está siendo explotado en la actualidad mediante métodos de tajo abierto de 8-15 m de espesor. Dentro de las unidades de skarn hay interestratificaciones de cm a m de skarn (volcanoclastitas calcáreas) y tobas silicificadas pálidas. En el sector cercano a la superficie (al Sur del tajo abierto) las tobas están argilizadas muy intensamente dando en superficie un bandeado de colores distintivos de las rocas expuestas, similar al visto en la Mina La Fortuna de Nambija Norte. En el sector Escondida se puede observar un paso hacia el techo de la secuencia y hacia el Norte desde tobas uniformemente interestratificadas a volcanoclastitas silicificadas dentro de una zona de skarn, conteniendo vetas de cuarzo portadoras de oro. La unidad superior del skarn, actualmente en explotación, está zonada con skarn de andradita predominantemente en los sectores centrales y superiores del nivel. Las secciones muestran, comúnmente skarn de andradita en lentes o niveles discontinuos envueltos en skarn de grosularia. Esta unidad de skarn está sobreyacido discordantemente por un paquete de argilitas bituminosas-chert-limolitas finamente estratificadas que se acuña hacia el Norte del tajo abierto (Foto 4.14). Sobre esto se superponen flujos de lavas andesíticas con “stockworks” de carbonatos y óxidos de hierro a partir de sulfuros.

El alto grado de los skarns minerales contienen mayor que el 50% de grosularia-andradita con bolsonadas de alto grado que contienen oro en la intersección de fallas y fracturas, el oro está presente como agrupamientos o diseminaciones en la zona superior, 10-15 m de la capa de skarn de granates en el principal depósito. En el área de Cerro Banderas-Escondida el oro de baja ley se encuentra diseminado y el de alta ley esta estructuralmente controlado. En las áreas de Mina Skarn y Escondida existe una clara asociación espacial con vetillas de cuarzo-feldespato K y alteración (Foto 4.15). Sin embargo, el estilo de alteración no está limitado a la zona de mineralización de oro.

4.10.3 Relaciones intrusivas

Las intrusiones porfídicas afloran en el extremo Norte de la propiedad y subafloran el skarn mineralizado de Cerro Banderas. El pórfido de cuarzo-feldespato de Las Pavas, la extensión Sur o apófisis del Pórfido David, muestra una alteración cuarzo-sericita extensa y tiene un “stockwork” de cuarzo + pirita ± calcopirita ± molibdenita. La mineralización de cobre sobrepasa los 0.5% Cu (promedio 0.1%). Dentro del tajo abierto resulta evidente que hay un incremento del número de vetillas hacia el Norte (hacia las intrusiones porfídicas).

4.10.4 Estructura

Las capas en ambas áreas, Mina Skarn y Cerro Banderas tienen un rumbo dominante NW y un buzamiento al SW de 20-30°. Las dos áreas también están caracterizadas por explícitos sistemas de falla/fractura ENE-WSW, expresados como hojas a través de la estratigrafía, profundamente inclinados, y estrechamente espaciados.

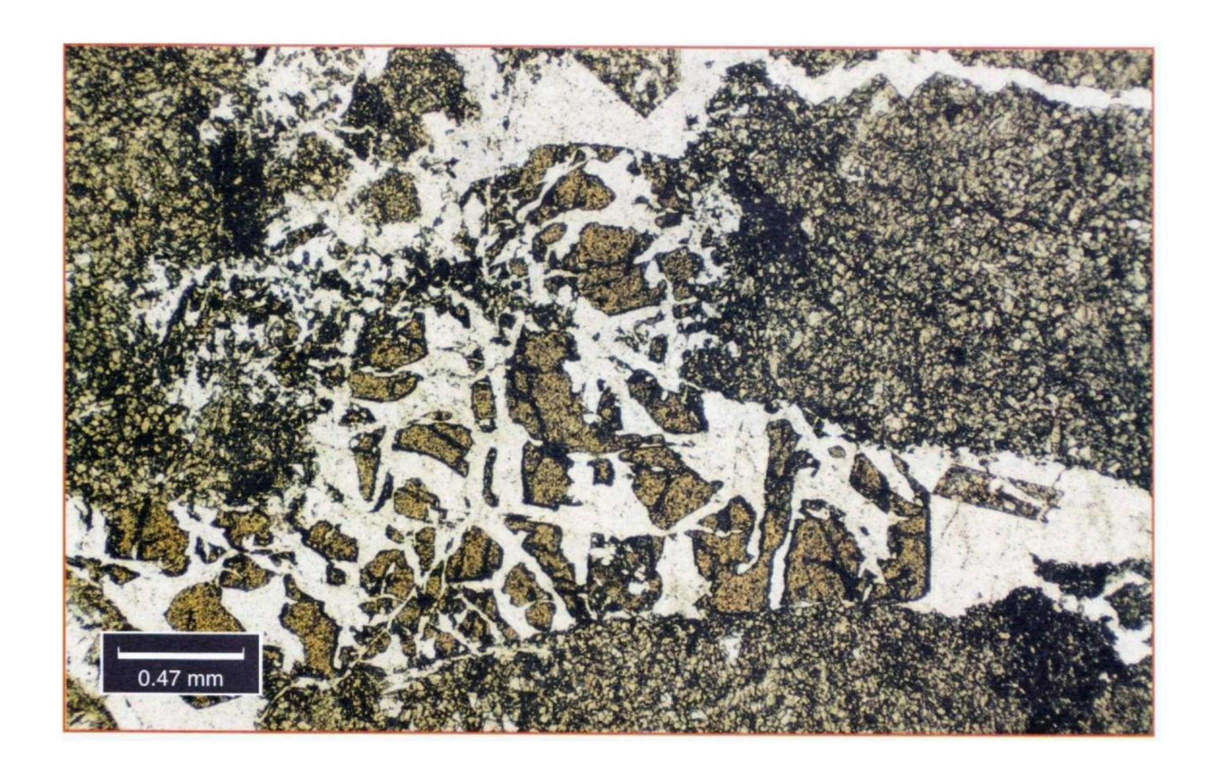


Foto 4.14 Microfotografía en luz polarizada transmitida de un skarn piroxénico con oro (muestra 5T-13B) del Sector Bruce de la Mina Sultana del Cóndor, Nambija Sur. Clinopiroxeno granular fino (salita) y esfena con fracturas intersticiales tardías rellenas de cuarzo y andradita

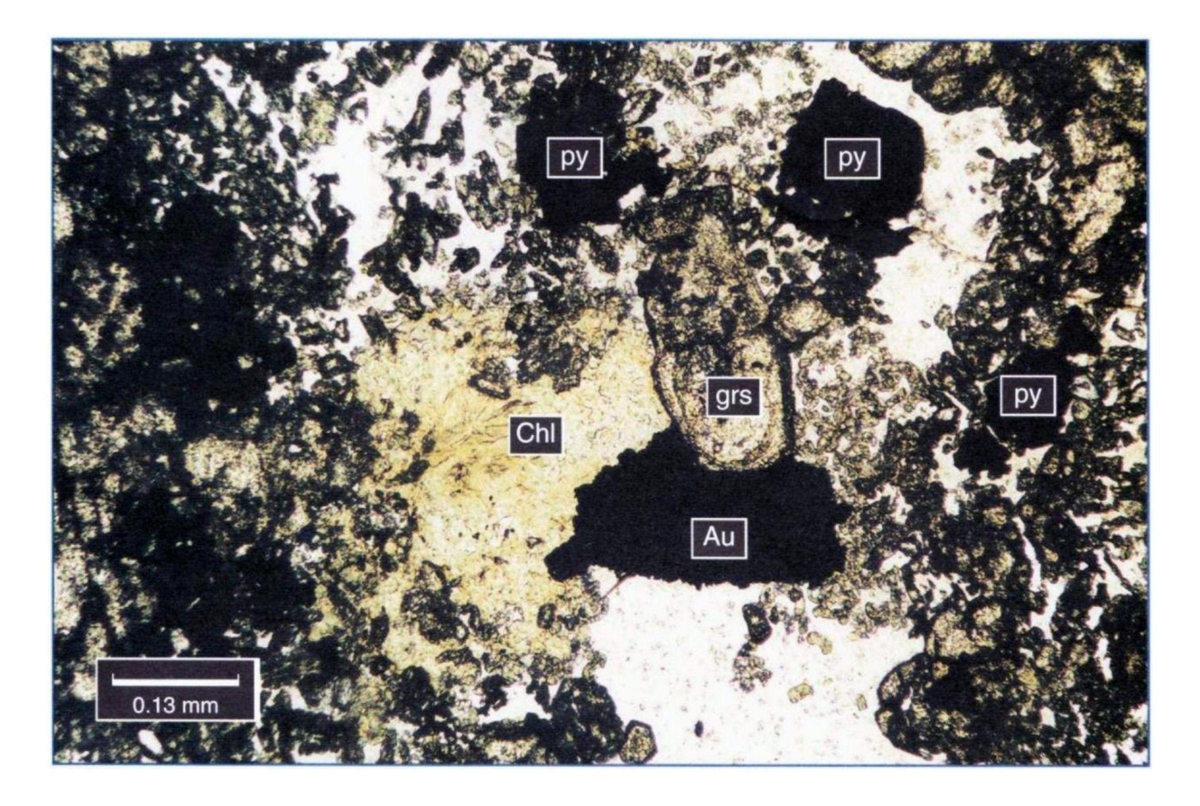


Foto 4.15 Microfotografía en luz polarizada transmitida de un skarn aurífero (muestra ST-l6B) del Sector Bruce de la Mina Sultana del Cóndor, Nambija Sur. Oro (Au) hospedado en cuarzo y clorita (chl) y soldada alrededor una grosularita zonada (grs). Otros minerales opacos son de pirita (py)

Existen al menos cuatro fallas de dirección N-S que atraviesan la propiedad. La más occidental de ellas es la falla de deslizamiento (350°) buzando fuertemente al Este y que delimita la ahora conocida extensión hacia abajo del skarn mineralizado. Está marcada por una prominente brecha de varios metros de grosor que incorpora fragmentos, de escalas cm a m de las volcanitas de pared, así como clastos de sedimentos, skarn alterado y vetas de cuarzo. Esta brecha está impregnada por un "stockwork" con sulfuros. Los planos de cizalla subsidiarios dentro de los bloques de pared de la zona de falla indican un sentido de movimiento oblicuo normal-sinistral.

En el depósito principal, la discordancia de buzamiento suave al SSW existente entre el skarn y los sedimentos sobreyacentes es una zona de tectonismo marcado por un nivel delgado de brechas y en el extremo Sur del tajo abierto por lentes con talco-clorita de hasta 40 cm de grosor. El sentido de movimiento no puede ser determinado, pero parecería ser oblicuo (vector ENE-WSW) con buzamiento al SSE y las cizallas intraformacionales dentro de los sedimentos indican desplazamiento normal hacia el Este, mientras que las fallas oblicuas buzando al WNW parecen tener un componente inverso de movimiento.

Las principales estructuras mineralizadas tienen una dirección NE-SW y ENE-WSW y buzan fuertemente a cada lado o son verticales. Los indicadores cinemáticos son de alguna manera, contradictorios y para la mayor parte indican movimiento inverso-dextral o normal-sinistral. Están cortados por zonas de falla de desgarre subverticales anastomosantes de dirección E-W y vetas de brechas rellenas de carbonato de desplazamiento dextral. No obstante, el total control de la mineralización está definido por la alineación de las bolsonadas en el principal depósito, que es una zona estructural WNW-ESE la cual reporta más de 30 metros de ancho. Trabajos en el área Escondida son alineados también a lo largo del mismo rumbo.

4.10.5 Discusión

Los depósitos de skarns de Guaysimi Alto y Sultana parecen tener una relación espacial cercana con la mineralización de pórfidos de cobre, aunque la deposición de oro y la alteración tipo pórfido parecen no estar relacionadas. Los dos depósitos exhiben los mismos controles estructurales y estratigráficos de la mineralización aurífera alojado en skarn. La principal diferencia parece estar en las facies sedimentarias y por lo tanto el control de la composición litológica en grado y extensión de la formación del skarn. Los 30 m de potencia de las unidades de skarn en Guaysimi alto indican un protolito calcáreo bastante uniforme que da lugar a un skarn calcosilicatado en el cual fue desarrollado un skarn metasomático de grandita con Au, controlado estructuralmente. Los bien definidos contactos con las intercalaciones de tobas sugieren que la permeabilidad del protolito y la composición química han jugado un papel importante en la formación del skarn.

La localización de leyes minerales en las partes centrales y superiores de la unidad superior de skarn pueden en parte deberse al caparazón de los relativamente impermeables, finamente granulados y localmente bituminosos sedimentos el cual atrapó o al menos impidió la migración hacia arriba/afuera de los fluidos mineralizantes. Además, el contacto tectónico del paquete suprayacente discordante de sedimentos tal vez haya asistido al mantenimiento de la mineralización en conformidad estratigráfica.

En contraste los depósitos de Sultana del Cóndor están localizados en unidades, relativamente delgadas, de skarn interdigitadas/interestratificadas con brecha-conglomerados o rocas volcanoclásticas gruesas. La asociación de los clastos de los brecha-conglomerados es dominantemente dacítica y la composición bruta es rica en soda (4.0-6.5% Na_2O). Las intercalaciones con los skarns en una variedad de escalas indican que la sedimentación calcárea relativamente quiescente fue interrumpida por flujos frescos de abanicos o flujos de escombros próximos.

A diferencia de las interestratificadas tobas en Guaysimi Alto los contactos de brecha con skarn en Sultana son menos distintos. Skarnificación y otros tipos de alteración (propilítica ± potásica) penetran y tiene un efecto variable en el brecha-conglomerado. El contraste definido en composición entre las brechas y skarn es ejemplificado por el contenido de Ca y razones de Ca/Na en los sectores Norte y Central (skarn: >10% Ca y Ca/Na > 10; brecha-conglomerado: <5.29% Ca y Ca/Na < 1.6; ver Apéndice 1a). Al respecto el sector Sur (Toscón), el cual está caracterizado por los volcanoclásticos gruesos parecen ser facies distales con composiciones químicas (7.15%) produciendo penetrante y débil skarnificación. Sultana adicionalmente es distinguida en que es el único depósito de skarn aurífero donde fue reconocido la asociación mineralizada de clinopiroxeno ± epidota.

5

CAMPO MINERAL PACHICUTZA

5.1 Introducción

El campo mineral Pachicutza está situado a unos 40 km al Este de Zamora y 23 km al Este del Cinturón de Nambija en la Sierra del Cóndor y se extiende al territorio peruano (Fig. 2.1). Está en la parte más Sur del subdistrito Gualaquiza del Distrito Minero Zamora (Fig. 5.1). El área presenta un relieve de moderado a alto con un rango de altitudes entre 950 y 2100 metros.

Este campo minero fue seleccionado para la investigación por ser un área de intrusiones porfídicas mineralizadas y depósitos relacionados distintos del Grupo de Pórfidos San Juan Bosco en el Norte del subdistrito y también de los de la vecindad del Cinturón de Nambija.

El campo minero de Chinapintza fue estudiado como representante de una mineralización epitermal de estadios tardíos relacionados con "stocks" de pórfidos de alto nivel en el cinturón Sub-Andino. El relieve es tal, que se puede observar la zonación de los "stockworks" y brechas de cuarzo de alto nivel según se desciende en las grandes vetas y en las brechas con sulfuros, siendo por lo tanto un área de especial interés. Además, la combinación de buenos accesos a todo lo largo de los trabajos artesanales a altas cotas, con las actividades de exploración de los concesionarios y con la buena calidad de los datos facilitados, crean una excelente plataforma para los estudios.

5.2 Historia de la Exploración y Explotación

Como otros prospectos en el distrito Zamora del Sureste del Ecuador, el campo minero fue descubierto por mineros informales en 1984. La primera exploración sistemática en esta área (25233 has) fue llevada a cabo, en el período 1988-1991, por Pachicutza CEM (Compañía de Economía Mixta), asociación temporal de empresas de la División de Industrias del Ejército Ecuatoriano (DINE). Prominex U. K. poseía el 65% de las participaciones de Pachicutza CEM. El trabajo financiado por Prominex U. K. y sus asociados consistió en cartografía regional de reconocimiento geológico y un estudio de geoquímica de sedimentos fluviales para definir varios sistemas de pórfido-brechas polimetálicos-oro significativos. La mayoría de los prospectos actualmente conocidos se perfilaron durante el estudio de Pachicutza CEM (Coochey, 1991). Prominex U. K. dejó sus propiedades en 1991 y TVX Gold, bajo el nombre de Cóndor Mining, adquirió la concesión con una asociación temporal de empresas con DINE y Chalupas Mining. Cóndor Mining procedió a vender parcelas mineras informales en el bloque Chinapintza y realizó un detallado estudio de la geología de superficie y de los trabajos subterráneos. En 1994-1995 se construyeron carreteras de contornos y se efectuaron 29000 metros de perforaciones para investigar los sistemas de vetas y brechas en las partes profundas. Las actividades fueron suspendidas brevemente en 1995 durante el conflicto militar con Perú.

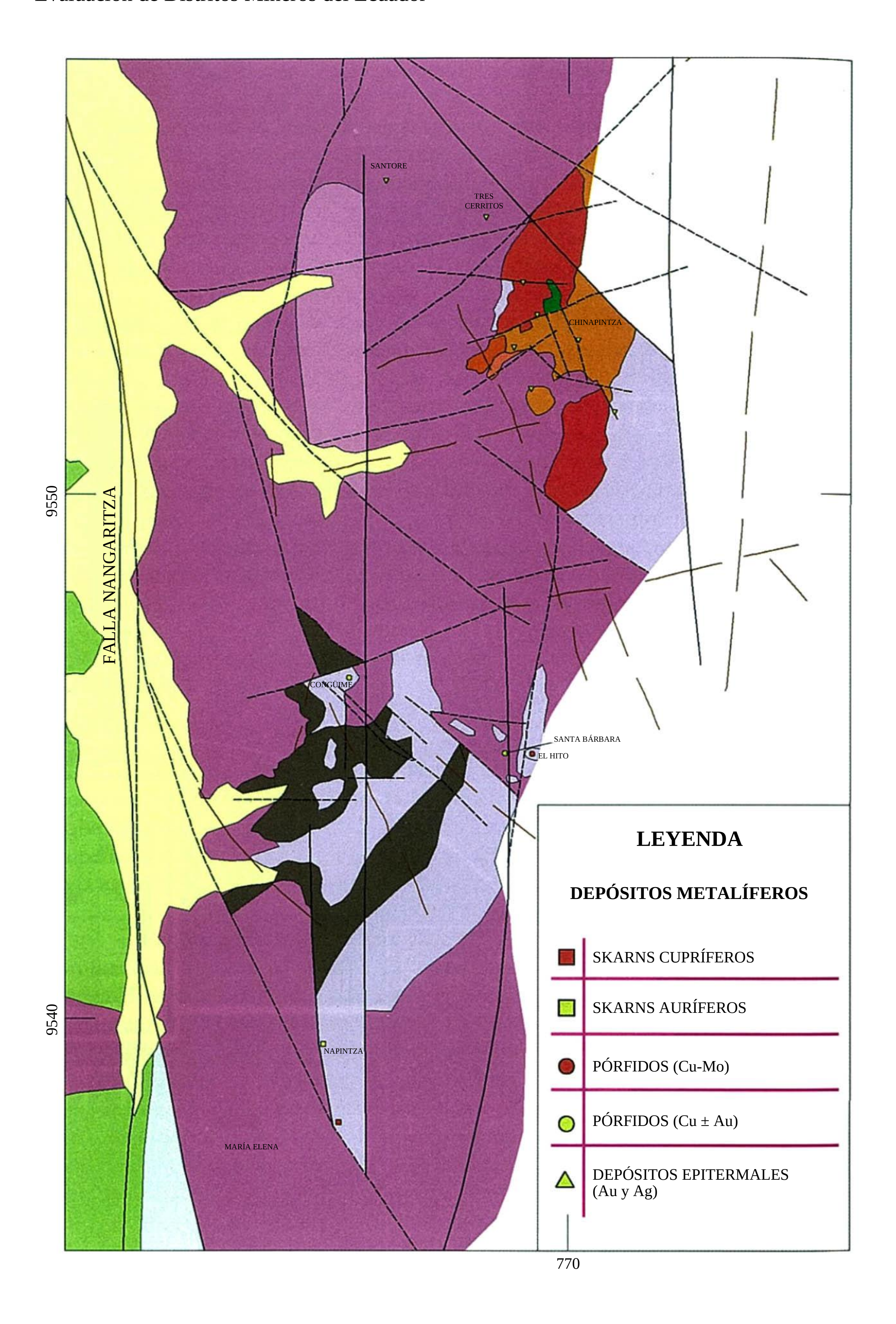


Figura 5.1 Mapa geológico del campo mineral Pachicutza basado en información de Cóndor Mine S.A. - TVX (1997) y el mapa geológico de la Cordillera Real (hoja sur) a la escala de 1:500000 (Litherland et al., 1994). Para la leyenda estratigráfica ver Figura 2.2

En 1996 se realizaron otros 10000 metros de perforación, seguidos de un túnel de 6 × 734 metros con galerías a lo largo de las principales vetas (completado a principios de 1997). El túnel de acceso se paró poco antes del sistema de vetas Cariamanga. Varios cientos de toneladas de material de veta fueron removidos y apilados. Las anchuras y leyes (<10 g/t) de las vetas no levantaron expectativas y, aunque hay posibilidades de desarrollar operaciones mineras a pequeña o mediana escala (200-400 t/día), TVX optó por retirarse de la propiedad en 1998. Chalupas Mining, desde entonces, ha comenzado el desarrollo del sistema de vetas Cariamanga.

TVX decidió centrarse en la exploración y evaluación de prospectos de pórfido de cobre en el área de Pachicutza. En 1998 se realizaron servicios de seguimiento de geoquímica de suelos en la concesión Pachicutza para delinear mejor las anomalías asociadas con los pórfidos de Cu ± Au de El Hito y Santa Bárbara. Los alentadores resultados han llevado a TVX a embarcarse en la construcción de una carretera de acceso a las propiedades con vistas a comenzar un programa de perforación.

5.3 Estudios realizados durante el proyecto

Durante esta evaluación, una selección de vetas, brechas, diques y rocas encajante que pertenecen al sistema de Chinapintza fueron muestreados dentro del túnel exploratorio de TVX, en varios niveles a lo largo de los caminos de contorno y dentro de los trabajos artesanales de los sectores de Chinapintza, Cuyes, Pangui Alto, San José, Viche Conguime y Reina del Cisne (Figs. 5.2 y 5.3). Este muestreo fue realizado junto con un mapeo geológico de reconocimiento, y en el caso del sistema de vetas Peñalosa-Ecuminas, en el sector de la Quebrada La Pangui Alto, un mapeo de mayor detalle (Fig. 5.4). También fueron examinados y muestreados los núcleos de 5 sondeos. Fueron recolectadas un total de 95 muestras de roca y 14 de testigo de perforación. Se completaron estudios mineralógicos de 39 secciones (incl. 20 pulidas) y fueron tomados y analizados espectros del PIMA de 28 muestras de rocas encajantes. Durante los reconocimientos de los pórfidos de El Hito y Santa Bárbara fueron tomadas 16 muestras de roca y 14 espectros del PIMA. Se completaron estudios mineralógicos de 3 secciones. Un total de 60 muestras de roca y mena fueron analizados, Santa Bárbara también fue seleccionada para muestreo de suelos para análisis geoquímico (43 muestras: véase Capítulo 8).

5.4 Pórfidos de Cu ± Au El Hito y Santa Bárbara

5.4.1 Geología local

La estratigrafía local está dominada por la Formación Chapiza de edad jurásica, que está intruida por el complejo batolítico Zamora y cubierto por la Formación Hollín, del Cretácico Inferior. La Formación Chapiza comprende una sucesión de sedimentos clásticos de tipo continental no metamorfizados y con bajo buzamiento (Unidad Chapiza), caracterizados por arenitas ferruginosas gruesas fluviales y brechas-conglomerados interestratificados que están cubiertos por las volcanitas basálticas continentales localmente almohadilladas (pillowed) de la Unidad Misahuallí. Las ‘capas rojas’ de la Unidad Chapiza se superponen parcialmente, y son parcialmente una facies lateral equivalente, a las turbiditas calcáreas de la Formación Santiago del Jurásico Inferior. Pueden por tanto ser consideradas de edad Jurásico Inferior a Medio. La Unidad Misahuallí, del Jurásico Medio-Superior, está dominada por lavas basálticas y tobas, pero también se han hallado andesitas y traquitas y estas volcanitas se han descrito como interestratificadas con las ‘capas rojas’. Las volcanitas de la Unidad Misahuallí representan las secuencias volcánicas de un arco magmático continental y están, temporal y espacialmente, asociadas con el Batolito de Zamora (198-144 Ma).

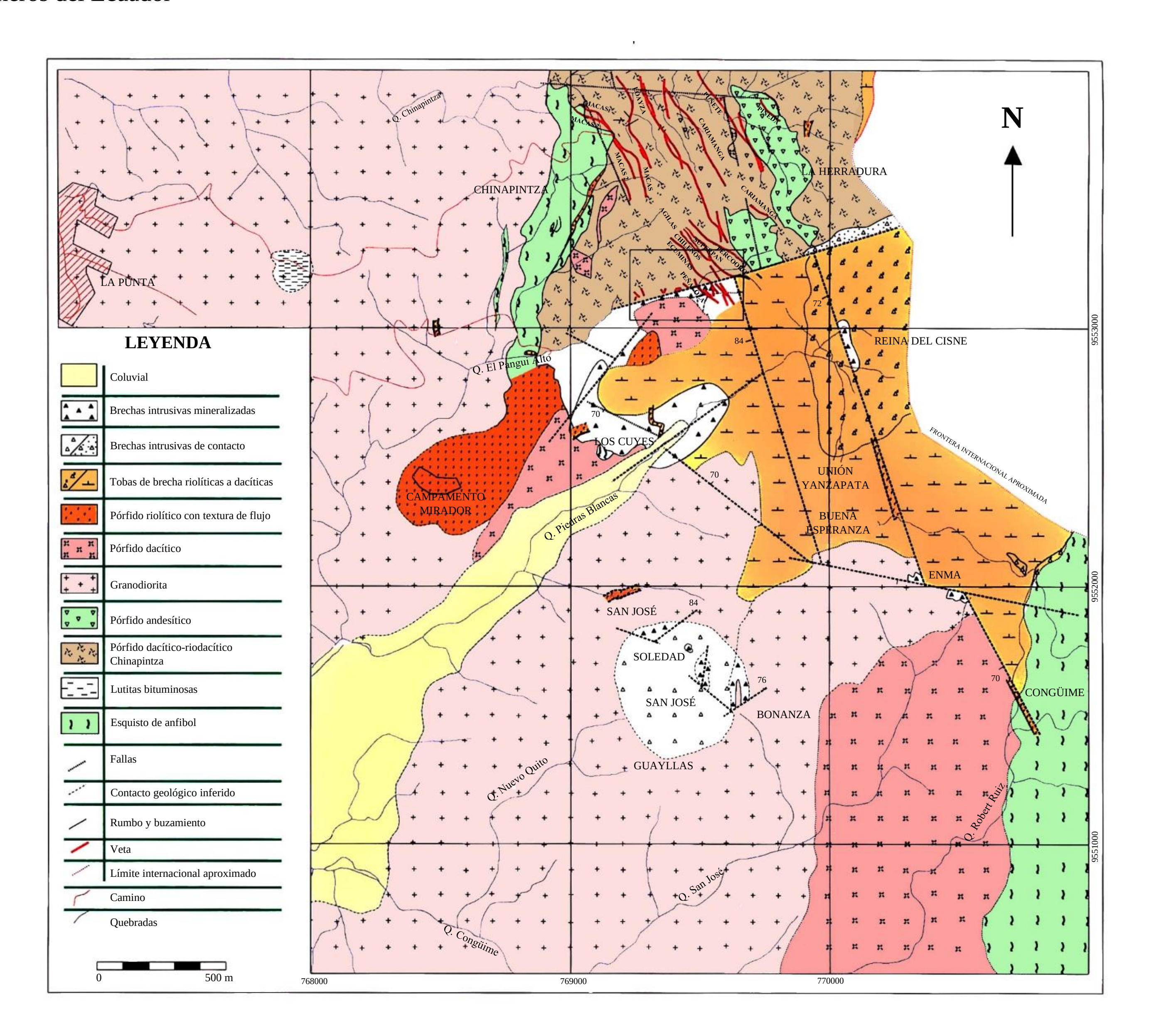


Figura 5.2 Mapa geológico del campo minero Chinapintza basado en los mapas de Cóndor Mine S.A. - TVX (1997)

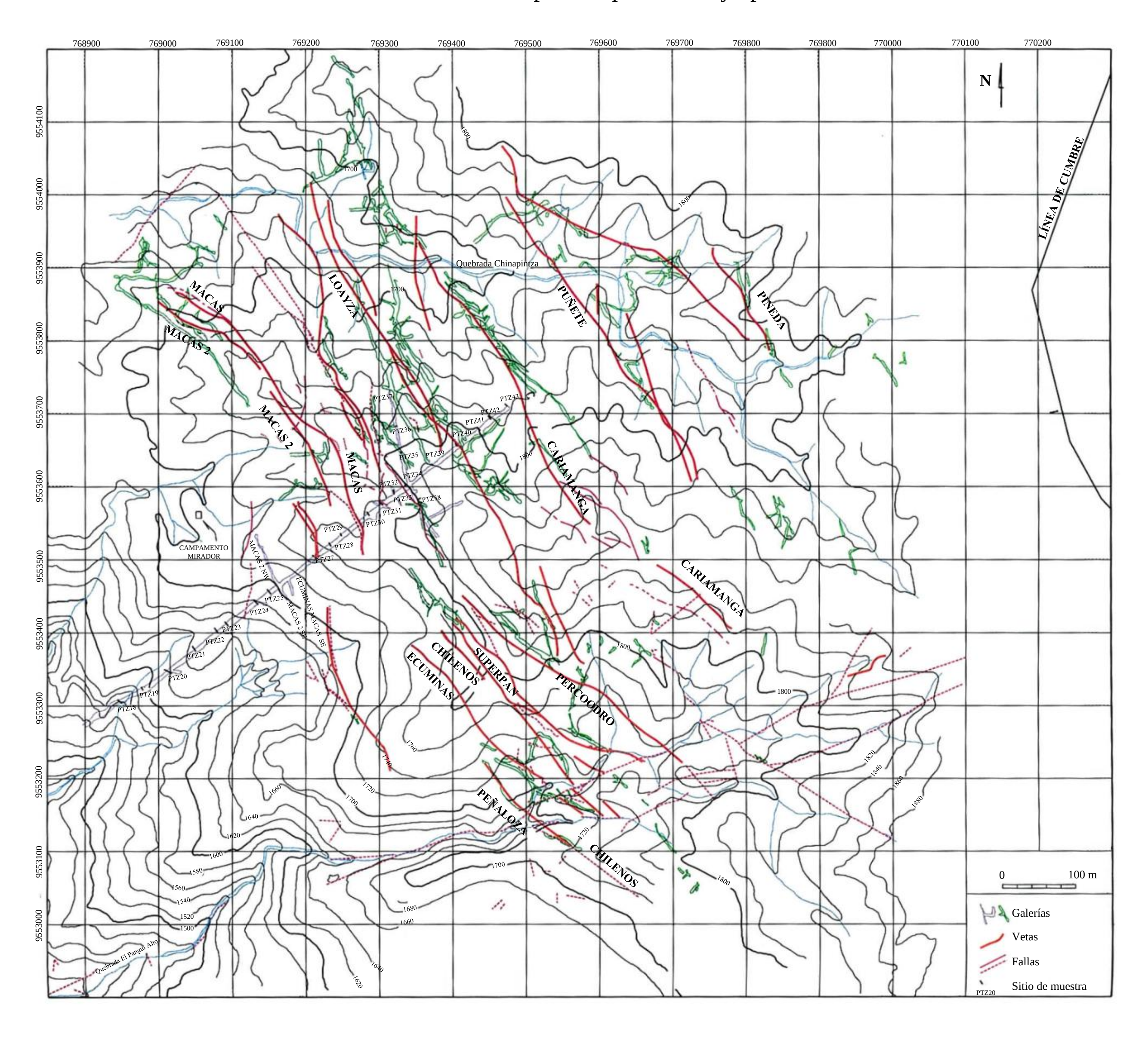


Figura 5.3 Mapa del sistema de vetas y los trabajos mineros en los sectores de Chinapintza y Pangui Alto, Campo Minero Chinapintza. Compilación basada en los mapas de Cóndor Mine S.A. - TVX (1997)

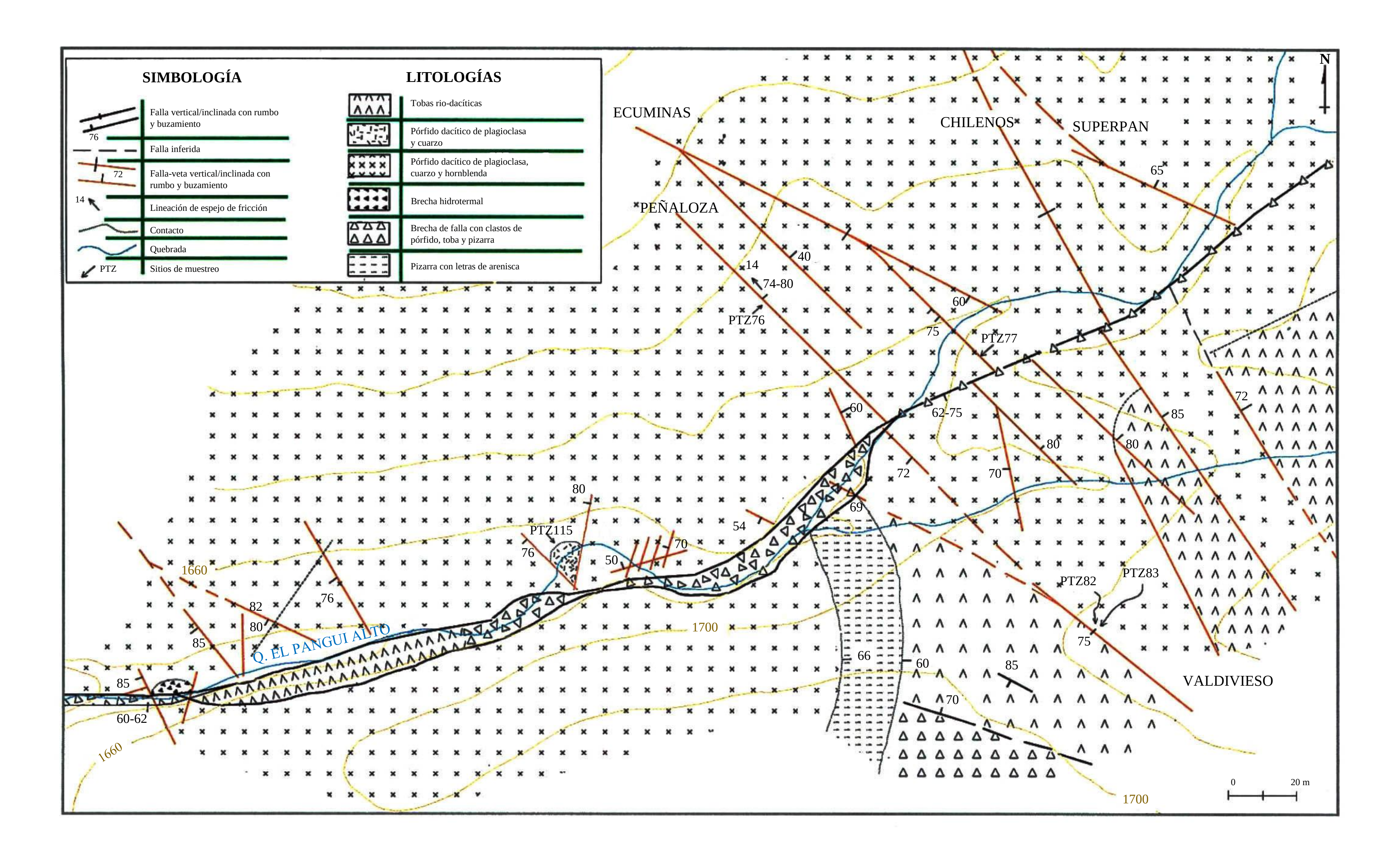


Figura 5.4 Mata del sistema de vetas y veta-fallas transversales en el sector Pangui Alto, Campo Minero Chinapintza

Las litologías identificadas localmente en el complejo batolítico de Zamora incluyen granodiorita hornbléndica gruesa a muy gruesa, pórfido de feldespato-hornblenda de composición diorítica, monzodiorita hornbléndica con megacristales de pertita, pórfido hornbléndico abarrotado y microgranodiorita hornbléndica. La mineralización en los prospectos El Hito y Santa Bárbara está alojada predominantemente en un micropórfido de plagioclasa de composición granodiorítica.

5.4.2 Prospecto de pórfido El Hito

El prospecto de pórfido de cobre El Hito está en la frontera peruana, unos 5 km al Sur de Chinapintza y 6 km al Este de Pachicutza, a una elevación de 1400-1800 msnm. El pórfido cubre un área de unos 2 km y está expuesto sobre 300 m a lo largo de la zona superior de la Quebrada Pachicutza. Las anomalías geoquímicas indican que el cuerpo mineralizado esta elongado N-S con dimensiones máximas de 2.5 × 1.0 km. El margen linear Oeste está controlado por una falla de dirección N-S. Además, la situación de la mineralización puede haber sido controlada por la intersección de las fallas N-S y la zona de falla Conguime, NW-SE. La mineralización en "stockwork" está desarrollada en una cuarzodiorita-granodiorita de grano medio a grueso (Batolito de Zamora) que está cortada por intrusiones dacíticas más jóvenes de micropórfido de plagioclasa y pórfido de cuarzo. Hay al menos tres fases de veteado con vetas tempranas típicamente de cuarzo-feldespato K y cuarzo-biotita e inundación posterior de cuarzo-sericita-pirita. Se ha reconocido zonado de mineralización y alteración. Los metales presentan zonación desde los sulfuros de Cu-Mo y Fe desde la frontera peruana hacia el Oeste (Coochey, 1991). El patrón de alteración está formado por un halo propilítico exterior caracterizado por la presencia de clorita intermedia y un núcleo interno de illita-sericita-pirita (argílico-fílico). Las identificaciones del PIMA indican que la fengita y la montmorillonita también están presentes en la asociación de alteración de la zona del núcleo. Las vetillas del "stockwork" (la mayoría de escala mm-cm; raramente hasta 25 cm de grosor) y las fracturas están en su mayoría alineadas NW-SE con un buzamiento predominante al SW. También hay un grupo subordinado de vetas y fallas menores cruzadas de dirección ENE que muestran un sentido de movimiento oblicuo dextral- normal. Las vetillas más gruesas del "stockwork" tienen bordes estrechos silicificados y comúnmente exhiben inyecciones múltiples con la sutura central ocupada por suturas sulfurosas. Los minerales de mena identificados incluyen pirita, calcopirita, covelina, malaquita; esfalerita menor y trazas de molibdenita. La calcopirita ± covelina, que rellenan y cubren la pirita triturada y remplazan la mica, ha precipitado tarde en la paragénesis. Las muestras de esquirlas de roca de afloramiento y pedrera con calcopirita y cuarzo contienen hasta 1.8% de Cu. La mayoría de las otras zonas de "stockwork" dan 0.1-0.5% de Cu y no hay enriquecimiento supergénico (Gemuts et al., 1992). Una muestra tomada del lecho rocoso de la Quebrada Pachicutza dio 0.21% de Cu y valores anómalos de Au y Zn. Los sistemas débiles como éste, están a menudo flanqueados por concentraciones de metales preciosos. Coochey (1991) informa que en el lado Norte del complejo las últimas vetas del sistema de pórfido están cortadas por zonas de cizalla NW con cuarzo-pirita epitermal y dan lugar a anomalías de drenaje de Au (Ag, Pb, Zn).

5.4.3 Prospecto de pórfido Santa Bárbara

El prospecto Santa Bárbara está situado en la cabecera de la Quebrada Santa Bárbara, un tributario de la Quebrada Pachicutza 3 km al WSW del pórfido de Cu El Hito. El prospecto está definido por la coincidencia de una anomalía geoquímica (Cu, Au, As) en los sedimentos fluviales y en suelos, que se cree indica mineralización de pórfido de cobre oculta o ciega en un área de ca. 1 km^2. La zona es de relieve moderado (900-1200 msnm) y está intensamente meteorizada. Las travesías de reconocimiento han sido realizadas a lo largo de las carreteras de acceso, que estaban en construcción en el momento de la visita, en trincheras a lo largo de la línea base de muestreo y en un tributario de la Quebrada Santa Bárbara.

La mayoría de las rocas expuestas dentro del área de la anomalía principal son volcanitas basálticas de la Unidad Misahuallí intruidas por un enjambre de diques porfídicos félsicos. Los diques (2-30 m de grosor) tienen una dirección dominante WNW-ESE con variaciones locales entre E-W y NW-SE. Estos constituyen ca. 10% de la roca expuesta dentro del área de la principal anomalía y tienen tendencia a ser más frecuentes a bajas elevaciones. Estos diques son considerados las apófisis de un cuerpo porfídico existente en profundidad. La presencia de abundantes enclaves de techo basálticos e inclusiones en los diques, las zonas de veteado en "stockwork" intrusivo félsico dentro de los basaltos, así como el ya mencionado aumento de diques a baja altitud, sugieren que la anomalía principal es coincidente con la zona de techo de la intrusión. La mineralización de cobre ocurre en "stockworks" y diseminaciones finas y tiende a estar localizada dentro de los basaltos bordeando los diques, lo que puede influir en la elongación E-W y WNW-ESE de las anomalías. Los diques están argilizados penetrativamente, pero parecen estar virtualmente sin mineralizar. Las cizallas y zonas de brechas de bajo ángulo con buzamiento SSW y SE, acompañadas por silicificación intensa y concentraciones locales de sulfuros (py>cp), se piensa que son algunos de los conductos principales de la mineralización. Las relaciones S-C de los planos de cizalla buzando al SE con vetillas de cuarzo laminado no persistentes, indican un sentido de movimiento oblicuo dextral-inverso.

5.5 Campo Minero Chinapintza

5.5.1 Geología local

El campo minero Chinapintza está dentro de un complejo volcánico-subvolcánico calco-alcalino subaéreo silíceo a intermedio de edad Cretácico Inferior. El Batolito de Zamora de edad jurásica forma el basamento de este complejo y comprende localmente granodiorita hornbléndica de megacristales de pertita (y oligoclasa) de grano grueso a muy grueso. Exhibe localmente una foliación cataclástica y/o está brechificada y propilitizada. El cuarzo muestra un alineamiento direccional. Las zonas de brechas pueden contener también clastos angulosos de pórfido de cuarzo (transicional a la granodiorita gruesa), andesita y andesita basáltica. Las facies/diferenciados de alto nivel de la granodiorita son:

(i) Un compuesto altamente magnético de composición granodiorítica-monzodiorítica porfídica de hornblenda ± feldespato con hasta un 10% de megacristales de hornblenda (b:c =1-2:1).

(ii) Una microtonalita hornbléndica con un contenido en minerales máficos de hasta el 15%.

(iii) Un micropórfido de plagioclasa de un tipo similar a las intrusiones de El Hito y Santa Bárbara.

Las volcanitas máficas anfibolitizadas (esquistos anfibólicos), que ocurren dentro de un estrecho cinturón entre el Batolito de Zamora y el margen Oeste del pórfido de Chinapintza, están consideradas como volcanitas Misahuallí, de edad jurásica, metamorfizadas.

La secuencia volcano-sedimentaria del Cretácico Inferior, buzando moderadamente al E y SE, está conservada en parches como enclaves de techo en el pórfido Chinapintza, y ocupan las partes altas a lo largo de la frontera (Reina del Cisne). Las volcanitas comprenden en su mayoría tobas riolíticas a riodacíticas cuarzo-fíricas y brechas de toba. Las facies más conspicuas son lapilli lítico de caída aérea bien estratificado y tobas de ceniza-lapilli con alternancias localmente bien desarrolladas de cenizas finas con capas finas de lapilli de acreción. Los pliegues de flujo post-deposicional y estructuras de “slump” son comunes. También están presentes gruesas unidades de brechas de toba y tobas de cristales (<10% de feldespato y <3% de cuarzo) riolíticas a riodacíticas localmente soldadas. Las brechas de toba comprenden clastos subangulosos a sub-redondeados matriz-portados de hasta 20 cm de ancho (normalmente <8 cm).

Paquetes de pizarras bituminosas con lentes e intercalaciones de subgrauvacas y siltitas de grano fino (<l.2 m de ancho) ocurren localmente dentro (o en la base de) la secuencia volcánica y también se superponen directamente al basamento de granitoides (Figs. 5.1 y 5.3). Éstas son correlacionadas de modo tentativo con la Formación Napo.

En la secuencia volcanosedimentaria están emplazados plutones, stocks y diques porfídicos. Las mayores intrusiones incluyen el pórfido dacítico de Biche, el pórfido andesítico a riodacítico de Chinapintza y el pórfido riolítico de Campamento Mirador (Fig. 5.2). Los pórfidos riolíticos, que comprenden dominantemente los stocks y diques más pequeños, postdatan claramente la suite riodacita/dacita/andesita.

Dos complejos de brechas freatomagmáticas han sido identificados dentro del área:

(i) El complejo Los Cuyes que está asociado con el stock riolítico porfídico de Campamento Mirador y tiene su techo en volcanitas riolíticas.

(ii) El complejo La Soledad-San José que está aislado dentro de la granodiorita del Batolito de Zamora.

Ambos son subcirculares de ca. 0.5 km de diámetro y ambos alojan brechas hidrotermales mineralizadas, “stockworks” y diseminaciones de sulfuros.

5.5.2 El pórfido de Chinapintza

El pórfido de Chinapintza es el huésped principal del sistema de vetas al Norte de la Falla Pangui Alto y comprende varios tipos y facies composicionales diferentes. Los pórfidos andesíticos indicados en el mapa (Fig. 5.2) no fueron examinados y no están expuestos en el túnel TVX. Los presentes en la sección principal del túnel pueden ser agrupados en dos asociaciones en base a su composición y a la presencia de fenocristales hornbléndicos.

(i) Pórfidos riodacíticos de cuarzo ± feldespato (SI 0.05-0.28) y diques microporfídicos de cuarzo (SI 0.16-0.24). Los diques porfídicos de mica + feldespato + cuarzo (SI 0.25-0.33) están también incluidos en esta asociación. Los ejemplos menos alterados del lugar tienen contenidos de K y Na de 1.93-2.74% y 0.05-0.62% respectivamente (ej. K:Na > 3).

(ii) Pórfidos dacíticos de cuarzo + hornblenda ± feldespato (SI 0.09-2.54) y diques de dacita hornbléndica (SI 0.28-0.36). Los contenidos de fenocristales de hornblenda llegan al 10%, pero normalmente están en alrededor del 3%. Los ejemplos menos alterados de esta asociación generalmente tienen contenidos de K y Na del 1.54-1.93% y 1-2% respectivamente (ej. K:Na < 2).

El pórfido esta caracterizado por numerosos diques con rumbo variable entre WNW y NNW y espesor entre 0.5 y 10.0 m (normalmente 1-2.5 m) que en su mayoría están encajados por entero en el cuerpo. Son pórfidos y micropórfidos de cuarzo ± plagioclasa que varían composicionalmente de dacita a riolita. Localmente exhiben laminación de flujo y texturas micrográficas. La mayoría están completamente alterados a sericita-illita y cuarzo con cantidades menores o vestigios de clorita, biotita, hornblenda, moscovita, carbonato y accesorios (esfena, apatito y opacos). Los diques ocupan en parte las mismas estructuras que las vetas y fallas mineralizadas, y presentan una diseminación de sulfuros (principalmente pirita <4%).

5.5.3 Cronología

La edad del pórfido y la mineralización epitermal relacionada está poco precisada. El pórfido de Chinapintza y la mineralización afectan a la Formación Hollín, del Cretácico Inferior-Medio (Aptiense-Albiense), según D. Coochey (com. per.).

La edad K-Ar de mica dentro de uno de los diques expuestos en el túnel TVX es 96 ± 10 Ma. La mica contiene numerosas inclusiones sageníticas de rutilo y no muestra el pleocroísmo normal de la biotita, lo que puede explicar la gran cantidad de argón radiogénico medido (>10%) y consecuentemente el margen de error. No obstante, esta edad cretácica media es comparable con las edades Aptienses-Albienses (100-116 Ma) obtenidas en el Cinturón de Nambija (Cap. 4). Este rango de edades se relaciona con el emplazamiento de diques a lo largo (o paralelos) de las fallas del graben en el Cinturón de Nambija y por inferencia con una fase de tectónica extensional que podría explicar el magmatismo continental y la mineralización asociada.

Aunque ésta es una buena evidencia de que la mineralización de Chinapintza es post-Albiense, no existe una edad mínima bien constreñida.

5.5.4 Vetas y vetas-brecha

5.5.4.1 Estructura y geometría: El enjambre de vetas se extiende al menos 5 km, pero está mejor desarrollado dentro del Pórfido Chinapintza en un intervalo de ca. 1.5 km (Fig. 5.3). Está constituido, generalmente, de vetas de espacios abiertos y vetas de falla con un rango de espesores de hasta 2 metros mientras que los sulfuros masivos raramente exceden los 50 cm de ancho y normalmente son inferiores a 30 cm. Hacia arriba tienen una pronunciada tendencia a ensancharse y localmente evolucionan a zonas tirantes, “stockworks” y brechas. Las vetas que no se dividen con la altura pueden engrosarse en un orden de magnitud, pero la forma más común de desarrollo es que se bifurquen en juegos anastomosados de vetas que individualmente pueden alcanzar un metro de espesor. Esta geometría está reflejada a varias escalas dentro de este campo de mena. En las salbandas se desarrollan comúnmente vetas subsidiarias o un “stockwork” de vetillas polidireccionales.

El azimut de las vetas principales es 295-360° (promedio 330-350°) y son verticales o fuertemente inclinadas (ej. >65°) a cada lado de la vertical, pero con una mayor tendencia al NE. Al nivel del túnel principal de TVX la mayoría de las vetas son verticales o buzan al NE, excepto las vetas Loayza (75-90° SW) y Macas 1 (70-75° SW), pero parece que no hay dirección constante de buzamiento en las partes más altas del sistema. En el sistema de Vetas Pineda, las principales tienen direcciones de buzamiento opuestas. La evidencia indica que hacia arriba los sistemas de vetas se abren en forma de abanico. Lo que no está establecido es si se abren de forma simétrica a cada lado de la falla principal, a lo largo del Sistema de Vetas Loayza, o si las fallas principales tienen un buzamiento preferencial hacia NE.

Los criterios cinemáticos (S-C), rotación de estructuras hacia las vetas-falla, lineamientos y estructuras de dilatación dentro de las vetas principales indican que todas las vetas-falla tienen un movimiento dominante normal u oblicuo con una componente sinistral. Además, la geometría de las vetas subparalelas y anastomosadas (rumbos entre N-S y NW-SE) de altas cotas y la evidencia de vinculación de vetas y vetillas sigmoides (rumbos 280-330°) con estas vetas principales, indican una propagación de las estructuras mineralizadas en forma de dúplexes extensionales. Además de los sistemas de vetas principales hay varias vetas-fallas transversales de rumbo 040-070°. La más conspicua e importante es la Falla Pangui Alto (buzamiento 50-60° SE) que causa un pequeño desplazamiento dextral del sistema de vetas Peñalosa Ecuminas (Foto 5.1). Otras vetas transversales fueron observadas en Qda. Robert Ruiz, Sector Viche Conguime. Estas vetas están constituidas por sulfuros masivos (pirita-esfalerita- galena) pero tienen un bajo contenido de oro. Las relaciones temporales con el sistema principal de vetas son un poco ambiguas puesto que la dilatación de las inflexiones NE-SW (evidente de los lentes sigmoides de brecha) de la Falla Pangui Alto sugieren que hubo un desplazamiento anterior de componente sinistral (Fig. 5.4).

Las zonas estrechas de brechas mineralizadas de escala cm-m son frecuentes en toda el área y son parte de un mismo continuum como las vetas y los sistemas de “stockwork”. Estas zonas estrechas de fracturación de “stockwork” y/o sistemas de vetas dilatacionales frecuentemente pasan a zonas de brechas confinadas estructuralmente. Están situadas típicamente a lo largo de fallas y juegos de fracturas extensionales menores dentro de las volcanitas y los subafloramientos de granodiorita, y en menor extensión en el pórfido de Chinapintza. Algunas zonas explotan la estratificación entre las volcanitas. Las zonas de brecha dentro del pórfido de Chinapintza incluyen, localmente, fragmentos de riolita cuarzo-fírica y han explotado claramente estructuras pre-existentes intruidas por diques. Las brechas están variablemente silicificadas y piritizadas y localmente bordeadas por mineralización en “stockwork”. La pirita aparece como una densa diseminación o como cuerdas irregulares y parches dentro de un fondo de escasa diseminación de sulfuros.

5.5.4.2 Características de la mineralización: La mineralización vetiforme polimetálica aurífera es, principalmente, de rellenos de cavidades abiertas con texturas bandeadas, coloformes, drusas y localmente cementación de brechas (Foto 5.2). En las cotas más altas hay texturas esponjosas, cuarzo “vuggy” poroso – posiblemente después de la disolución de los carbonatos y “boxworks” de óxidos de hierro. Las vetas son típicamente complejas (poliaxiales) y comprenden sulfuros masivos gruesos con oro/electrum interbandeado y entrecrecido con una ganga dominada por carbonatos (Ca, Fe, Mn) y cantidades variables de cuarzo y minerales de arcilla. También han sido identificadas sericita (procedente de feldespato), pirofilita y esmectita en la ganga. Los sulfuros identificados incluyen principalmente pirita y esfalerita, con cantidades generalmente subordinadas de galena, arsenopirita y pirrotina y cantidades menores, o trazas, de calcopirita, bornita y tennantita-tetraedrita. Los minerales secundarios de Pb incluyen piromorfita y anglesita y los de Cu incluyen covelina, calcosina y malaquita.



Foto 5.1 Vista de los trabajos a cielo abierto en el sistema de vetas Peñaloza - Ecuaminas del lado SE de la Quebrada Pangui Alto, Campo Minero Chinapintza (Figura 5.4). La quebrada sigue un sistema de fallas - vetas transversales ENE-WSW (trabajados por túneles por el extremo izquierdo de la foto) que causa un pequeño desplazamiento dextral de las vetas Peñalosa - Ecuaminas

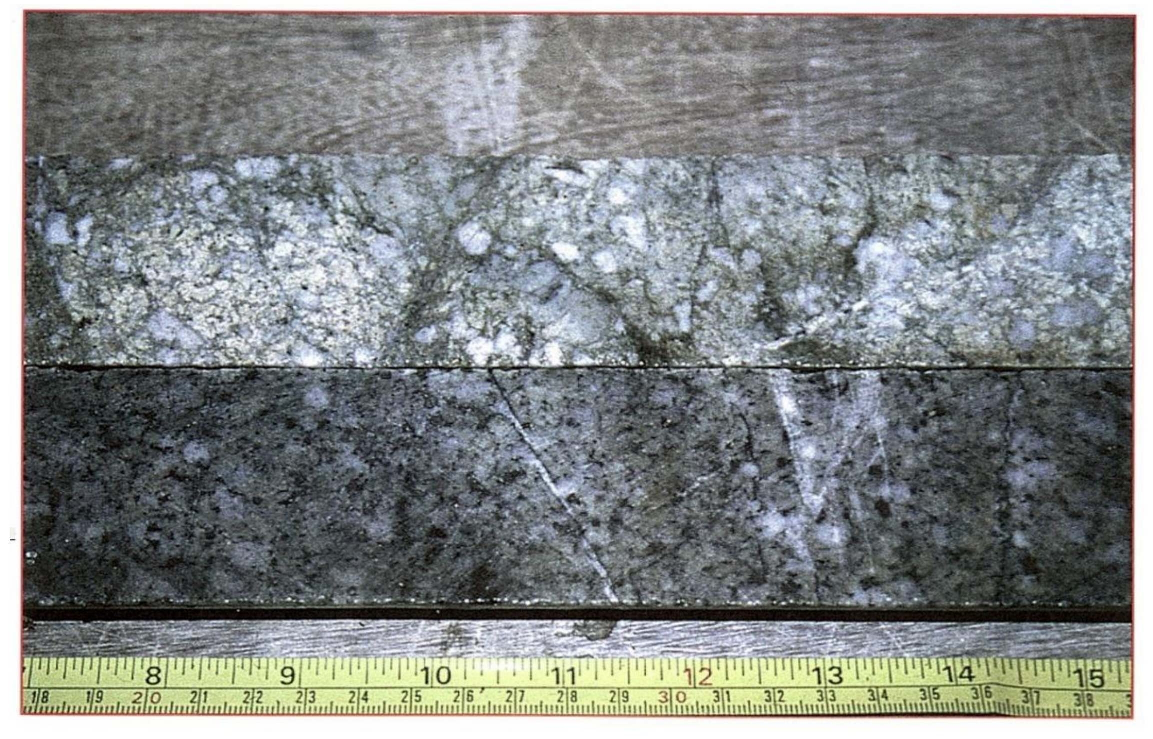


Foto 5.2 Secciones de sondeo DD-1CH (profundidades 106 y 211 m) del pórfido de hornblenda y cuarzo de Chinapintza mostrando diferentes estilos de alteración. La sección superior muestra vetillas en “stockwork” conspicuas con pirita y una alteración fílica-argílica (fengita y minerales del grupo illita y caolinita). La sección inferior se caracteriza por una alteración propilítica moderada (hornblenda > clorita intermedia; plagioclasa > grupo de la epidota, carbonato e illita

La fase metálica preciosa es principalmente electrum; una aleación de oro-plata (ca. 35% Ag). Mayormente se encuentra como inclusiones dentro de la pirita (Foto 5.3) y la esfalerita. También ha sido identificada plata aurífera con 59% de Ag y plata nativa en forma de redes filamentosas delicadas (Foto 5.4).

5.5.4.3 Paragénesis: La paragénesis es compleja con los sulfuros mayores, pirita, pirrotina, esfalerita, galena, y arsenopirita presentes, tanto en fases tempranas como tardías (Fotos 5.5 y 5.6). Se pueden identificar tres fases de deposición de minerales que se distinguen principalmente por el carácter de la asociación mineralógica de la ganga. Los carbonatos finos tempranos son mayormente de color rosado, están formados principalmente por carbonatos de manganeso (rodocrosita, kutnohorita y rodonita), mientras que el carbonato grueso de la fase intermedia localmente es siderita (carbonato de Fe), especialmente donde hay dominio de pirita/pirrotina. Se han identificado varios tipos de esfalerita: una fase manganífera temprana de color café oscuro o marrón rojizo con inclusiones de calcopirita, pirita, pirrotina y tennantita, y una fase tardía de color amarillento y sin inclusiones. La esfalerita gruesa de la fase principal muestra, en las cotas altas, una zonación de color entre amarillo y café oscuro.

Tabla 5.1. Estadios principales de la paragénesis

Fase	Ganga	Minerales metálicos
Temprana	Carbonato fino con cuarzo y arcilla intersticial menores	Pirita y arsenopirita y galena menores
Intermedia	Carbonato grueso o fino entrecrecido con arcilla; rellenos de cuarzo ± adularia	Esfalerita, galena (localmente entrecrecidos), pirita; pirrotina, calcopirita, bornita, arsenopirita menores; trazas de tennantita y oro o electrum
Tardía	Dominada por minerales de arcilla con carbonato menor	Pirita, esfalerita y galena; arsenopirita menor; trazas de pirrotina, calcopirita, tennantita y electrum o plata nativa

5.5.4.4 Alteración: Chinapintza se caracteriza, en términos generales, por una amplia área de alteración penetrativa fílica-argílica con un halo exterior de alteración propilítica dominante, que sólo ha sido delimitado en el lado Oeste del campo minero.



Foto 5.3 Corte de la parte de Veta Loayza (muestra 91B), Campo Minero Chinapintza. La sección muestra una evolución multifásica con brechificación de material de veta y reintroducción de otra generación de cuarzo y sulfuros. La banda de sulfuro masivo está compuesta de esfalerita oscura y galena de tono gris azulado con fragmentos de pirita.

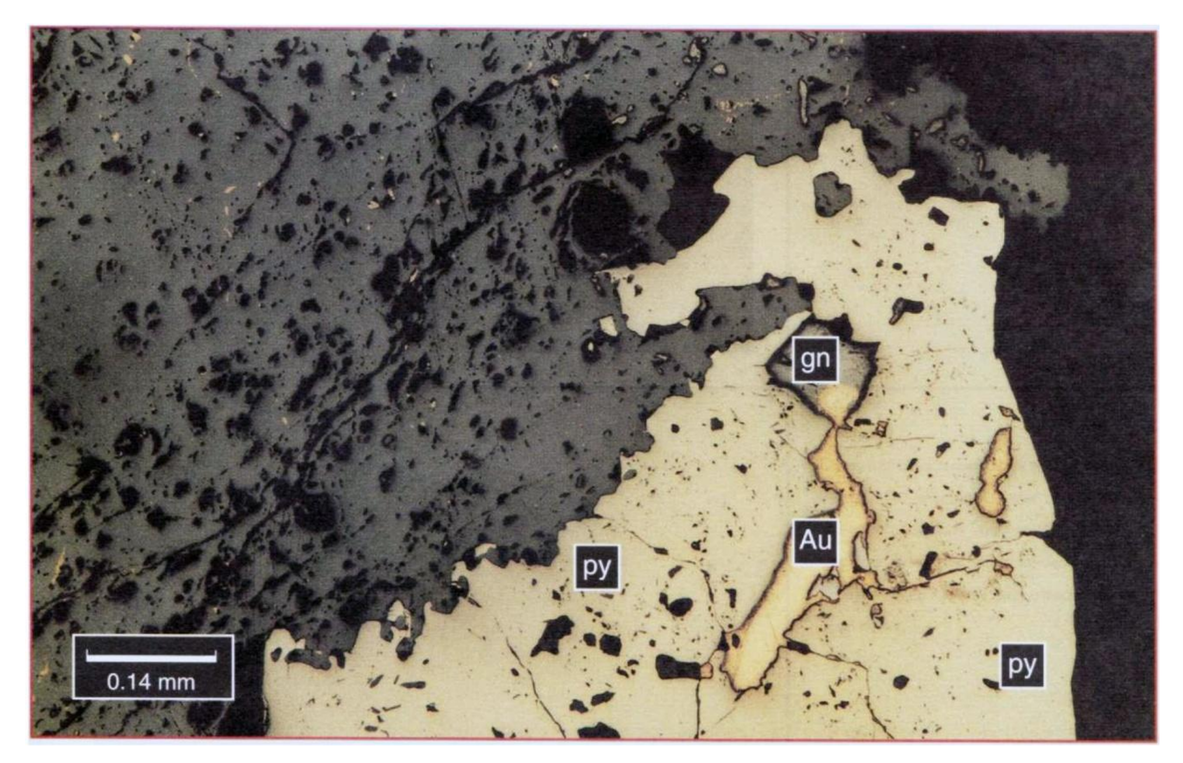


Foto 5.4 Microfotografía en luz reflejada de la muestra PTZ-26A de la Veta Macas 2, túnel TVX, Campo Minero Chinapintza. Pirita gruesa (py). El oro electrum (Au) está remplazando la galena (gn)

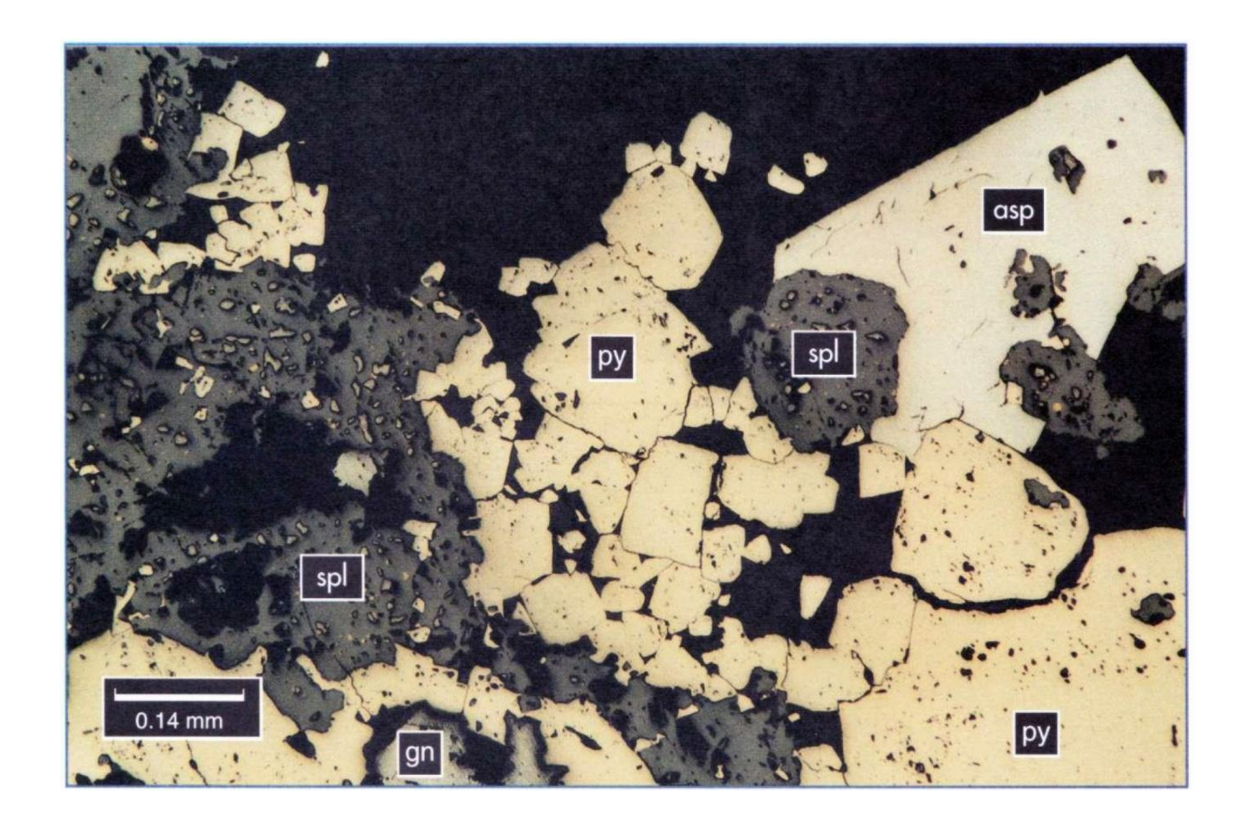


Foto 5.5 Microfotografía en luz reflejada de la muestra PTZ-31A de la Veta Chilena, túnel TVX, Campo Minero Chinapintza. Asociación completa dominada por pirita (py) y esfalerita (spl) junto con arsenopirita (asp) euhedral gruesa tardía y galena (gn)

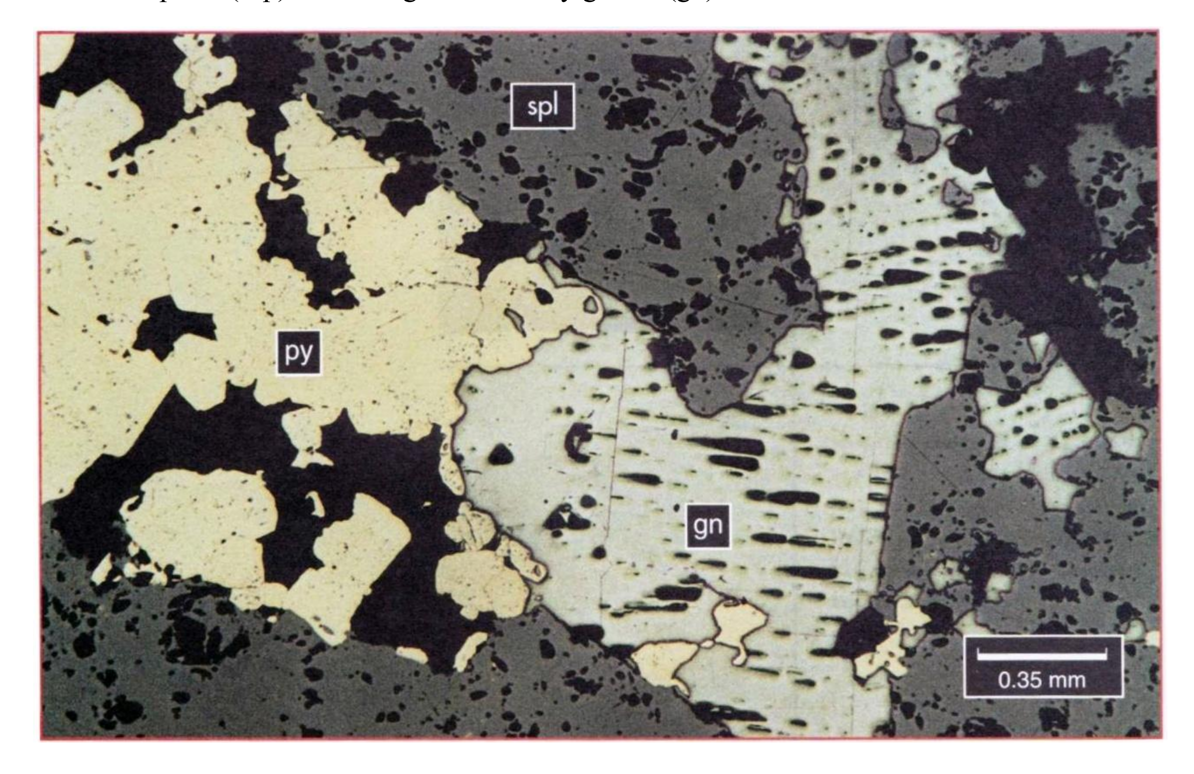


Foto 5.6 Microfotografía en luz reflejada de la muestra PTZ-90 de la Veta Cariamanga, Campo Minero Chinapintza. Entrecrecimiento de galena tardía (gn) con pirita (py) y esfalerita gruesa (spl)

Los estudios mineralógicos y del PIMA han indicado lo siguiente:

(i) La alteración extensa del pórfido Chinapintza es dominantemente fílica-argílica (illita-sericita-fengita) y la propilitización está subordinada y caracterizada por la presencia de illita y clorita intermedia (Foto 5.7).

(ii) Las riolitas y riodacitas (tobas y brechas) también tienen alteración fílica-argílica penetrativa (illita-sericita/moscovita-paragonita), pero están caracterizadas por la presencia de paragonita (moscovita sódica). La clorita está ausente; la composición no lo permitió.

(iii) Las rocas encajantes de las vetas también muestran alteración fílica-argílica intensa, acompañada por silicificación moderada. La plagioclasa está totalmente sericitizada, el cuarzo recristalizado y la matriz compuesta de cuarzo, sericita y minerales de arcilla. El carbonato está presente localmente y más asociado con las vetillas del “stockwork”.

5.5.4.5 Características geoquímicas: Los análisis muestran un gran rango de composiciones de metales y, particularmente, de leyes de oro y plata debido a la variación natural, pero también a la forma de muestreo. Las vetas están caracterizadas por altos valores de plata con oro y esta evaluación aporta valores de mineral primario con rangos de oro de hasta 172 g/t y valores de plata hasta los 466 g/t (ej. PTZ 38A). Según Clarke (1989) una muestra rica de veta muy oxidada cercana a la superficie se dice que dio 363 g/t de oro (12 oz) y 197 g/t de plata, mientras que 400 m más abajo la veta dio 11 g/t de oro y 250 g/t de plata. Se ha informado que la mena bonanza oxidada tiene leyes promedio de 50 g/t de oro (Gemuts et al., 1992). Muestras de canales cortando las zonas anchas de vetas de “stockwork” han dado valores de ca. 3 g/t de oro y ca. 50 g/t de plata sobre anchuras de 26 m (Coochey, 1991).

Las razones plata:oro están típicamente en el rango 1-20, pero hay casos de razones Ag/Au >100 no correlacionadas con los valores de plomo, que deberían de estar ocasionadas por la presencia de plata aurífera o plata nativa. También hay ejemplos extremos de razones Ag/Au < 0.02 debido a los muy bajos valores de Pb y la falta de galena. Las razones más bajas de Ag/Au (< 3) coinciden con las cotas más altas, como en Reina del Cisne (ej. Mina Catacocha), debido a la lixiviación preferencial de plata en la zona de oxidación. Las vetas transversales tienen algunas de las razones más altas de Ag/Au, pero esta relación tampoco es constante en todas las muestras.

Hay una correlación general positiva entre los valores de los metales base totales (Cu +Zn + Pb) y los valores de los metales preciosos (Au + Ag), pero al estar ciertos valores de Zn y Pb sobre los límites de determinación analítica, la evaluación de las razones entre estos elementos no tiene validez.

Los valores de Te y Ba son generalmente bajos e indica que los teluros y la baritina están ausentes.

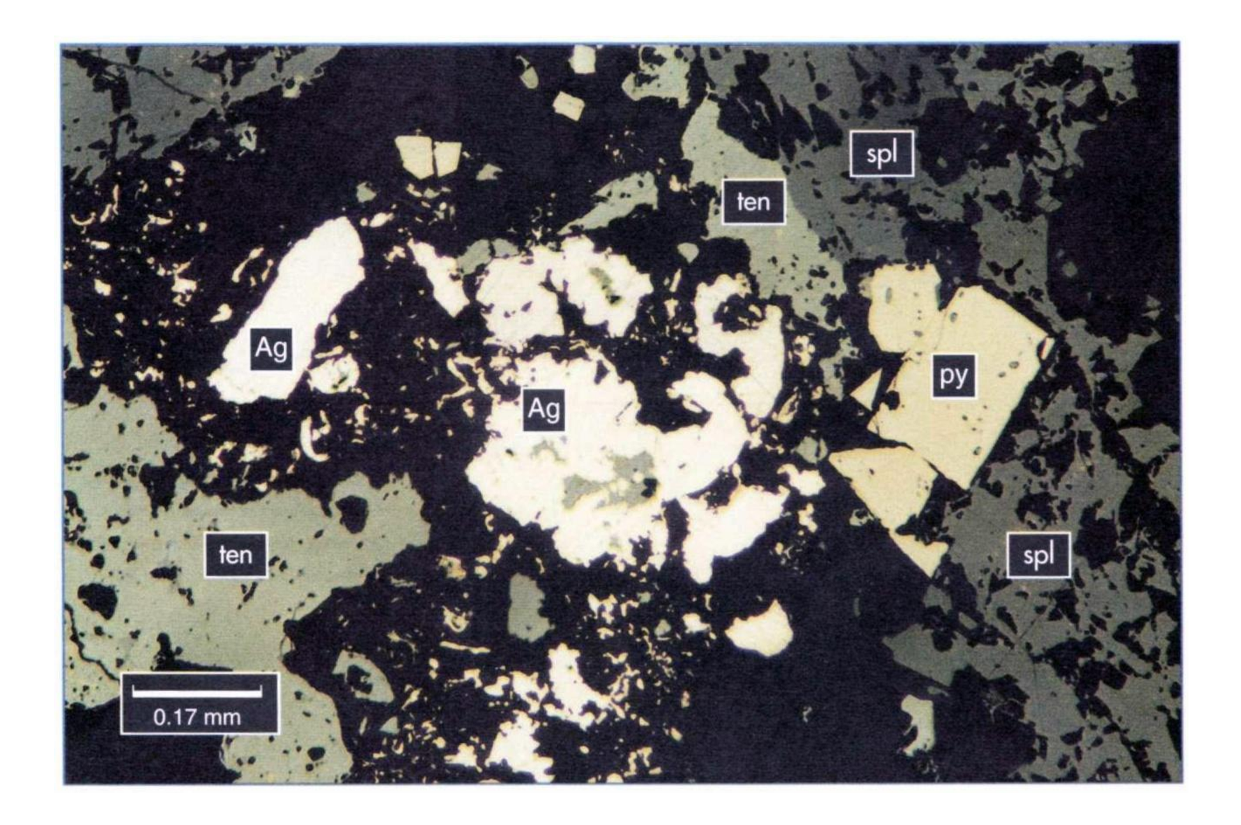


Foto 5.7 Microfotografía en luz reflejada de la muestra PTZ-64 de la Veta Robert Ruiz, Sector Viche Conguime, Campo Minero Chinapintza. Plata nativa (Ag) esponjosa y filamentosa asociada con tennantita (ten) dentro de una asociación de pirita (py) y esfalerita (spl)



Foto 5.8 Brecha hidrotermal aurífera de San José, Sector San José, Campo Minero Chinapintza, con fragmentos de granodiorita de grano muy grueso y una menor cantidad de riolita cementada con pirita y un poco de esfalerita.

En términos de variación espacial de los metales se puede observar la Fig. 5.5 y que:

(i) El manganeso tiene una tendencia a disminuir hacia arriba del sistema. Las vetas muestreadas en el túnel de TVX (altura 1520 msnm) tienen valores altos conspicuos de Mn (ej. >0.5% y en su mayoría >2.0%) en comparación con las muestras tomadas a niveles más altos y en el Sector Viche Congüime (ej. <0.25% con la excepción de una muestra de una veta transversal). El Mn tiene una correlación baja con el Zn y la cantidad de esfalerita y, por lo tanto, debería ser concentrado mayoritariamente en los carbonatos.

(ii) Mientras que hay una amplia variación de los valores absolutos de Au, Ag y Cu, y consecuentemente en las razones entre estos metales, la marcha general de las razones Au/Ag y Cu/Ag puede estar relacionada con la elevación (Fig. 5.5). Así, bajo los 1600 m las razones Au:Ag pueden exceder de 100, y las razones Cu:Ag raramente están sobre 10, mientras que a elevaciones sobre 1800 m las razones Au:Ag son generalmente <10 y todas las razones Cu:Ag son >50. En gran medida esto puede ser racionalizado como un marcado incremento en el contenido de plata con la profundidad.

(iii) Las vetas de Robert Ruiz en el Sector Viche Congüime (1460 msnm), ubicadas en el extremo meridional de la zona mineralizada, están caracterizadas por valores altos de Pb (>1%), Ag (<82ppm), As (>0.45%) y Sb (>54ppm) y también por razones muy bajas de Zn/Pb y bajo contenido en Mn (ver arriba). Sin embargo, las variaciones son tan irregulares y los datos tan escasos que no se puede concluir que sean tendencias definitivas.

Estas marchas de la variación de metales han considerado ampliamente el resultado de una zonación hipogénica ya que los efectos supergénicos parecen estar limitados a vetas sin oxidar en superficie, incluso a elevaciones relativamente altas.

5.5.5 Chimeneas de brechas hidrotermales

Se han reconocido cuatro centros principales de brechificación hidrotermal en el campo minero de Chinapintza:

(i) Las brechas Los Cuyes, expuestas en las cuencas altas de las quebradas Los Cuyes y Piedras Blancas.

(ii) Las brechas Soledad-San José, expuestas en la divisoria de aguas de las quebradas Nuevo Quito, San José y Piedras Blancas.

(iii) Las brechas Enma, expuestas en la cabecera de la Quebrada San José.

(iv) Las brechas Reina del Cisne, expuestas en la cabecera de la Quebrada Piedras Blancas.

Todas estas zonas de brechas hidrotermales están directa, o indirectamente, asociadas con fallamiento, diatremas y/o centros extrusivo-intrusivos. Con la posible excepción de Soledad-San José, hay también una asociación demostrable con el emplazamiento de intrusiones porfídicas riolíticas, tanto en stocks (ej. Los Cuyes/Campamento Mirador) como en diques, como es el caso de Enma y Reina del Cisne. Todos los centros de brechificación hidrotermal, con la excepción de Reina del Cisne, se sitúan en, o cerca de, los contactos entre el basamento granodiorítico (Batolito de Zamora) y el complejo intrusivo volcánico-hipoabisal más joven.

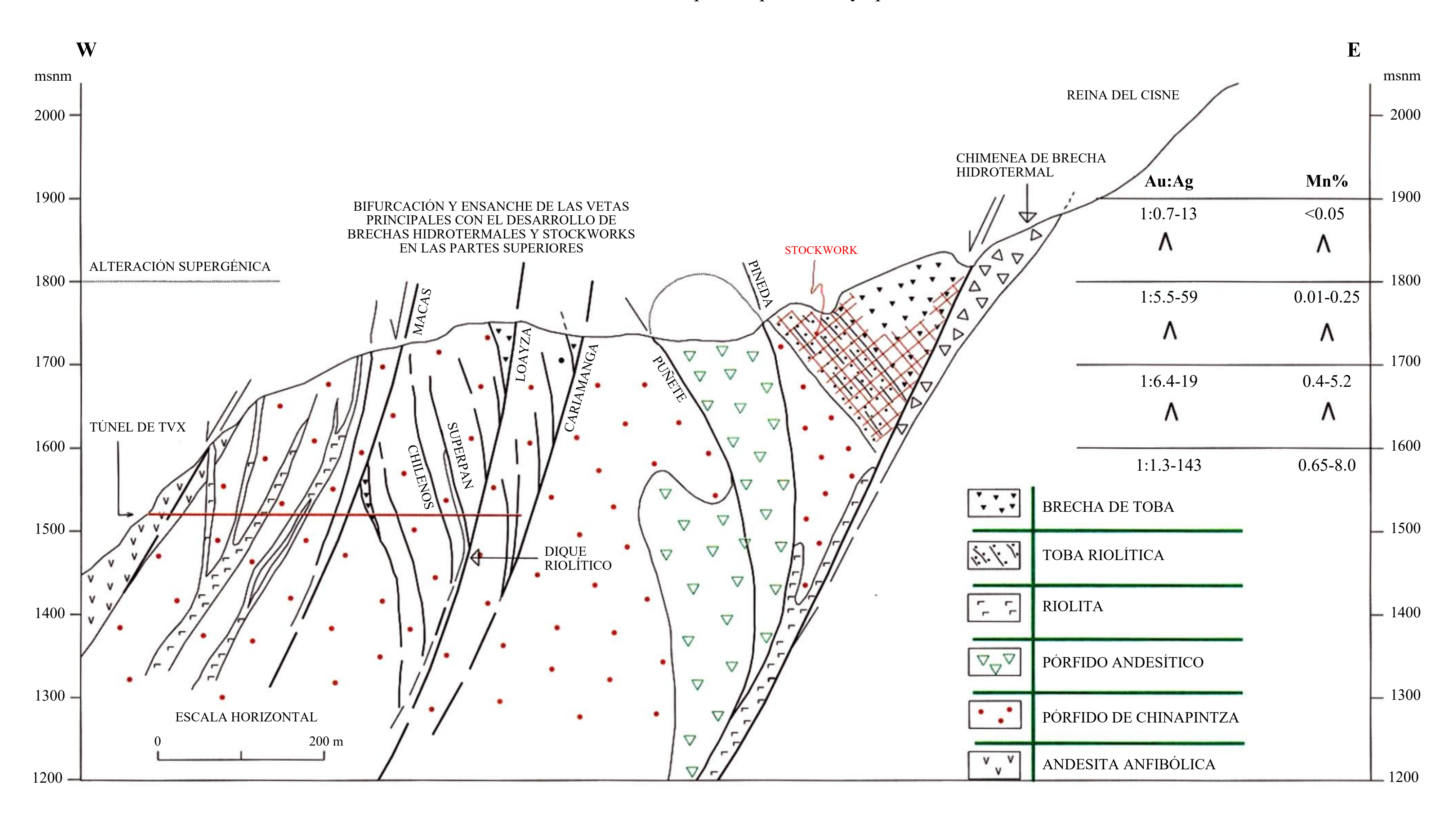


Figura 5.5 Sección de síntesis del sistema de vetas con las brechas e intrusivos asociados en el campo minero Chinapintza, distrito Zamora. Parámetros geoquímicos relacionados con la elevación

El Complejo Soledad-San José es un cuerpo subcircular de brechas freatomagmáticas polimícticas (complejo-diatrema) con sectores sustanciales de brecha de toba y tobas riolíticas de cristales cuarzo-fíricas, especialmente en las partes Este y central. El complejo de brechas Soledad-San José está situado en, y completamente dentro de, granodioritas gruesas de megacristales localmente gnéisicas del Batolito de Zamora. Existen varias chimeneas de brechas hidrotermales (freáticas) con valores de oro. Éstas incluyen las chimeneas de brechas central y marginal de San José, incluyendo San José I y II, Soledad y Guallas. Todas estas brechas tienen características similares. La chimenea de brechas San José I, que está situada a lo largo del contacto NW con la granodiorita y está delimitada por fallas de rumbo NE, es la más intensamente investigada y consecuentemente la mejor conocida. Un total de 38 trincheras (622.5 m) y 26 perforaciones (2335.26 m) han permitido un estudio de previabilidad basado en una explotación a cielo abierto (Mantilla & Guasumba, 1998). Se trata de una brecha polimíctica hidrotermal (freática) con fragmentos angulosos a sub-redondeados de escala cm-m de riolita masiva/toba riolítica y granodiorita gruesa en una matriz de sulfuros (Foto 5.8). En detalle puede verse que el material de la matriz ígnea ha sido fragmentado y tejido por un “stockwork” de cuarzo-sulfuros. La brecha tiene forma de embudo y con una extensión superior asimétrica que cubre un área de 200 × 50 m y una extensión vertical conocida de 110 m. Está mejor expuesta en el camino de contorno N° 1 (Brecha Cuyes); su tejado está bajo la cota del camino de contorno N° 2. La alteración incluye sericitización y argilización (caolinita). La mineralización pirítica (5-10%) incluye pequeñas cantidades de esfalerita y 1-2% de bornita. El cuerpo San José I tiene valores significativos de oro: en superficie hay intersecciones de 66 m con 1.7 g/t y en las perforaciones se han intersecado secciones de 50 m con 9 g/t. Los valores más altos se han encontrado hacia el contacto con la granodiorita con intersecciones de >4 g/t de oro. Las muestras de roca tomadas del interior de la chimenea de brechas a lo largo del camino de contorno N° 1 (ca. 1440 msnm) dieron valores de 1.4-2.4 g/t de Au y 2-8 g/t de Ag.

La (Fig. 5.6) incluye una vista isométrica de los contornos de los valores de oro en la chimenea de brecha, mostrando una forma de embudo pronunciada con incremento de los valores de oro (>2 ppm) hacia arriba sobre un rango vertical de 100 m y un abrupto final cuando la brecha tiene su techo en las tobas riodacíticas de cristales. Las rocas de sombrero a 1650 msnm contienen vetas-fallas (<6 cm de anchas) mineralizadas, estrechas, verticales o subverticales, y ampliamente espaciadas junto con “stockworks”.

La chimenea de brechas San José está rodeada por un amplio halo de alteración argílica y piritización dentro de las tobas riolíticas. La diseminación de pirita (incl. relleno de cavidades vesiculares) es del 1-6% con concentraciones locales controladas por fracturas de hasta el 20%. Los valores de oro en estas tobas piritizadas envolventes varían entre 300 y 1235 ppb.

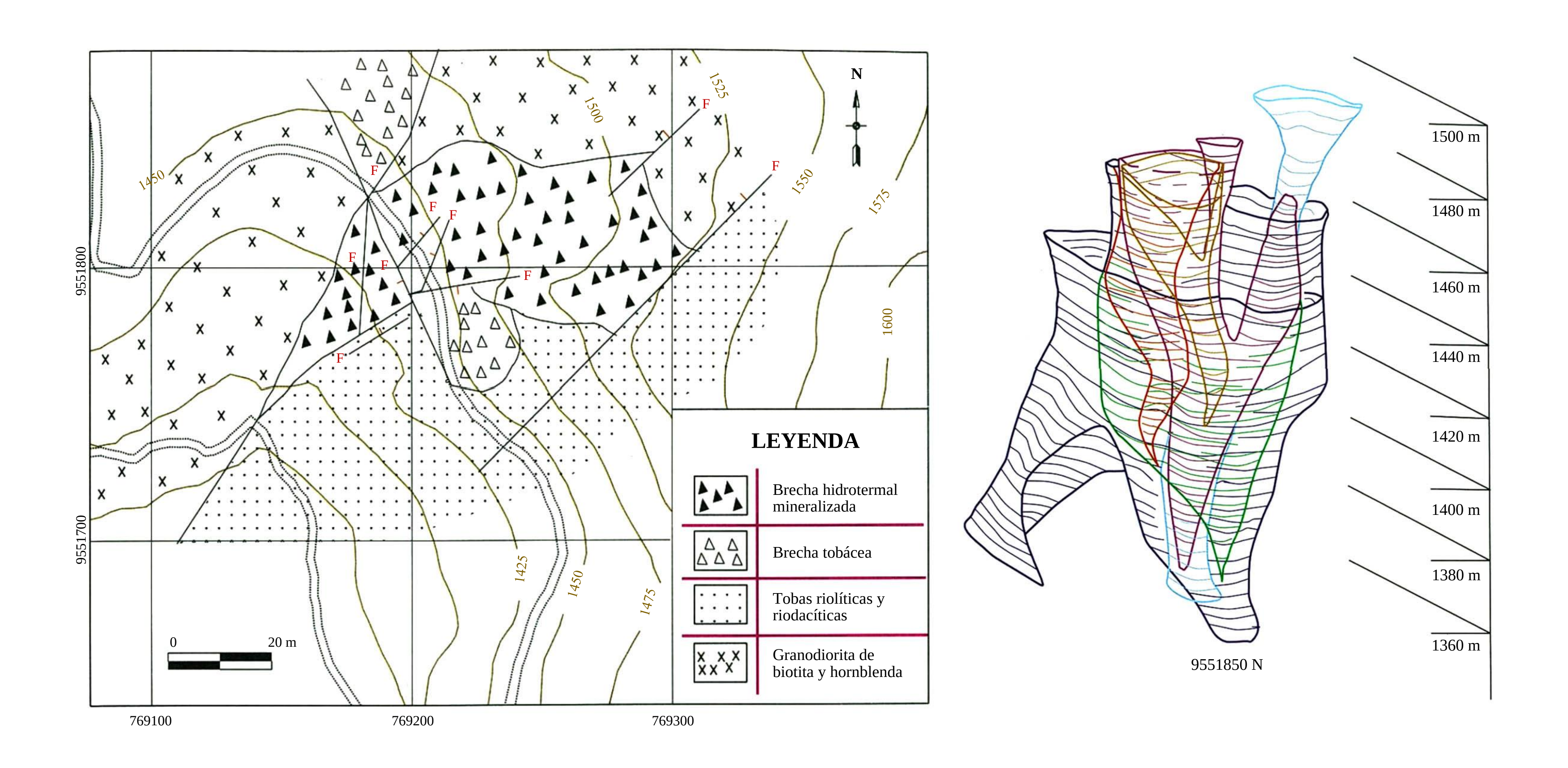


Figura 5.6 Chimenea de brecha hidrotermal de San José 1, Campo Minero Chinapintza. Mapa geológico y sección isométrica de las leyes de oro. Compilación basada en información de Mantilla y Guasumba (1998) después Cóndor Mine S.A. - TVX (1997)

5.5.6 Discusión y síntesis

La clave para la interpretación de la evolución y los controles de la mineralización está en la estructura interna y en las inter-relaciones entre las vetas. Dentro de la Veta Loayza se nota que las partes marginales, interpretadas como la fase temprana de la paragénesis, tienen un bandeado simétrico con cintas de sulfuros masivos, cuarzo y feldespato K asociados con una ganga principalmente de carbonatos finos y manganeso. La parte central de la veta tiene un aspecto más de falla con una alteración argílica intensa, tirantes discontinuos y lentes sigmoidales de sulfuros masivos. La geometría de estos lentes de sulfuros coincide con sectores dilatantes bajo un régimen de movimiento sinistral-normal. Dado que los indicios cinemáticos reflejan invariablemente los últimos movimientos, la explicación más simple es que las fases temprana e intermedia de la paragénesis se desarrollaron bajo un régimen de fracturación extensional, mientras que la fase tardía de la paragénesis se depositó durante la última etapa de fallamiento oblicuo. Esta fase tardía de movimiento sinistral-normal estuvo acompañada de brechificación localizada de la mena anteriormente depositada y de alteración argílica intensa que remplazó a la adularia.

Las vetas-fallas transversales son aproximadamente ortogonales al sistema principal de vetas y muestran también dos fases de movimiento: una fase temprana con indicios de un movimiento sinistral y otra fase tardía responsable del desplazamiento dextral de las vetas principales. En términos de campo de esfuerzo, en las fases temprana e intermedia de la mineralización el eje principal de extensión (σ_3) estaba orientado aproximadamente E-W o ENE-WSW, mientras que durante la fase tardía de mineralización la extensión estaba orientada N-S o NNE-SSW.

Esta síntesis concuerda con la interpretación de los campos de esfuerzo para todo el Distrito de Zamora (Cap. 6). También es significativo que la mineralización se emplazó durante un período de cambio de la disposición de los esfuerzos.

La Figura 5.5 es una compilación simplificada de las relaciones entre los sistemas de vetas, las brechas mineralizadas controladas por fallas y las intrusiones. Está basado en gran medida en las siguientes observaciones geométricas:

(i) Las zonas de falla principales y las vetas-falla de Macas, Loayza y Cariamanga buzan fuertemente hacia el Oeste (WSW o SW) junto con los diques, mientras que los sistemas de vetas menores situados sobre los 1500 msnm buzan hacia el Este (NNE a ENE) en su mayoría.

(ii) La división de las vetas en ramas y la expansión hacia arriba dentro de las brechas tipo borde y las zonas de "stockwork".

(iii) Los dúplexes extensionales (aperturas de dilatación) ligando sistemas mayores de vetas paralelas o subparalelas.

(iv) Los diques y vetas mineralizados han sido emplazados en las mismas estructuras.

5.5.7 Implicaciones para la exploración

La considerable extensión de la mineralización epitermal y de la alteración penetrativa en Chinapintza es indicativa de un sistema hidrotermal fósil de gran escala. Esto es típico de los sistemas de baja sulfuración tipo adularia-sericita que están relacionados comúnmente con cuerpos de magma más profundo (> 4 km) desgasificando en un sistema de agua subterránea suprayacente. Así, a pesar de la cercana relación espacial con el pórfido de Chinapintza, esta mineralización de baja temperatura puede no estar directamente ligada a la evolución magmática de esta intrusión. Uno de los rasgos más impresionantes del campo minero es el hecho de que todas las estructuras, independientemente de su escala, están mineralizadas y que la mineralización/alteración no está confinada a ninguna litología o unidad litoestratigráfica en particular, aunque está mejor desarrollada en ciertas rocas de caja.

Es notable que los sectores más económicos del campo minero están alojados dentro de los pórfidos de Chinapintza y Biche (Fig. 5.1) y en la fina cobertera volcánica dispuesta sobre esas intrusiones, como se ha visto en el área inmediatamente al Sur de la Falla Pangui Alto (Fig. 5.3). Donde las estructuras mineralizadas intersecan las partes más gruesas y mejor conservadas de la secuencia volcánica, la mineralización se vuelve más dispersa y tiende a ocurrir como "stockworks" y diseminaciones. A más de esto, se desarrollan comúnmente densas impregnaciones de sulfuros en las volcanitas, cuando las fallas intersecan los contactos intrusivos.

Se ha sugerido que la situación del campo minero de Chinapintza está relacionada directamente con la permeabilidad relativa de las rocas encajantes. La convección de las aguas subterráneas en los sistemas epitermales de baja sulfuración sirve para dispersar los fluidos magmáticos y en los sistemas altamente permeables la dispersión puede ser tan difusa que impida la formación de un depósito mineral, aunque se hayan liberado cantidades substanciales de metales. En rocas de caja con menor permeabilidad, las estructuras principales pueden controlar y canalizar el flujo de agua subterránea y por tanto localizar los fluidos y crear sitios de deposición mineral. En el caso de Chinapintza las intrusiones porfídicas no muestran la hidro-fracturación penetrativa típica de la mineralización estilo pórfido. En cambio, los fluidos mineralizantes se han canalizado a lo largo de estructuras penetrativas discretas (fracturas extensionales, fallas y contactos de diques) que han mantenido un alto grado de permeabilidad debido a la competencia de este tipo de roca. Por contraste, las volcanitas tobáceas, que están sin soldar en su mayor parte, no desarrollaron fácilmente senderos bien definidos para los fluidos.

En términos de estrategia de exploración las estructuras mineralizadas con altas leyes es más probable que ocurran en las intrusiones porfídicas y en la granodiorita del basamento, mientras que las volcanitas suprayacentes pueden ser más favorables para la formación de depósitos diseminados de baja ley. Las estructuras mineralizadas de alta ley es probable que ocurran en las volcanitas sólo en las tobas de cristales soldadas o cuando ha existido una cantidad substancial de preparación del terreno mediante silicificación y brechificación subsecuente. A pesar de ello, la mineralización de baja ley y alto nivel puede dar lugar a vetas de altas leyes en profundidad.

Se puede aducir que el aspecto más importante para la exploración es el conocimiento de los dispositivos de fracturas y las zonas dilatantes. A este respecto debe de tenerse en cuenta la dinámica de la fracturación en los ambientes cercanos a la superficie, donde los esfuerzos máximos principales no son necesariamente litostáticos y la brechificación hidráulica puede producirse (Sibson, 1981).

En los ambientes epitermales la mineralización tiene lugar hasta una profundidad máxima de 1000 m. La mena puede desarrollarse en una considerable longitud en dirección, pero está restringida en su extensión vertical a unos 350 m y raramente excede los 600 m (ver Volumen 2). El nivel de erosión de un depósito fósil es un aspecto crítico para evaluar el grado de conservación del sistema epitermal. En el caso de Chinapintza, donde las fallas transversales no parecen tener un salto vertical post-deposicional significativo, la extensión vertical conocida de la mineralización es del orden de los 300-400 m. La mayoría de las vetas alimentadoras y las menas de brecha están en su lugar y las menas tipo bonanza cercanas a la superficie, relacionadas con hidro-fracturación, ebullición somera y cambios en la permeabilidad de la roca de caja, están preservadas a altas cotas. No obstante, no hay evidencia de un sombrero de sílice, brechas de explosión o terrazas de sinter, asociados con el sistema hidrotermal, aflorando en la paleosuperficie. La marcada zonación metálica (especialmente Au-Ag) y los bajos contenidos en elementos más volátiles (As, Sb, Hg) también apoyan la evidencia de que Chinapintza representa un ambiente somero, pero no superficial, que ha sufrido una erosión limitada (100-250 m). Dada la extensión vertical conocida de la mineralización y los patrones de zonación, es probable que los metales preciosos disminuyan o se acaben rápidamente bajo la cota actual de 1450 msnm.

6

MODELOS GENÉTICOS

Las investigaciones llevadas a cabo en este proyecto han identificado las claves geológica, tectónica, mineralógica y los rasgos geoquímicos de los depósitos estudiados en el Distrito Zamora. Estas características se resumen de acuerdo con los estilos de mineralización en los perfiles descriptivos de las Tablas 6.1 y 6.2.

6.1 Ambiente geotectónico

Todos los depósitos metalíferos en el Distrito Zamora están situados dentro del batolito de Zamora o rocas volcano-sedimentarias suprayacentes de la corteza continental del cratón guyanés. El terreno magmático forma parte del sub-cinturón oriental de pórfidos de cobre caracterizado por su edad Jurásica en los Andes Septentrionales. También desde la extrapolación de los sub-cinturones convergentes hacia al sur de Colombia se supone que había un evento Cretácico de emplazamientos de pórfidos dentro del mismo terreno. Es necesario contar con más dataciones para aclarar la superposición de eventos, pero los resultados de este estudio indican que había un evento magmático en el Cretácico Medio que coincidió con una fase de extensión de la corteza. Esta fase extensional/transtensional fue responsable del fallamiento en bloques y la formación de estructuras de graben o depresiones volcanosedimentarias “pull-apart”. Estas estructuras extensionales han sido los conductos del magmatismo y mineralización durante los eventos metalogenéticos tardíos y post-batolito. Desde el Cretácico Superior la zona estaba predominantemente bajo un régimen de transpresión y “uplift” con períodos de descanso.

6.2 Sistemas porfídicos

Modelos genéticos de sistemas porfídicos de Cu ± Mo ± Au están evaluados en términos de:

Las relaciones con el batolito de Zamora, i.e. edades relativas de emplazamiento.

La profundidad de emplazamiento, i.e. distinción de los tres tipos morfológicos (plutónicos, clásicos – hipoabisales o volcánicos).

Las contribuciones relativas de las fuentes de fluidos hidrotermales, i.e. fluidos ortomagmáticos vs. fluidos meteóricos convectivos.

Procesos supergénicos, i.e. el grado de desechado, preservación y enriquecimiento secundario.

Tabla 6.1 Perfiles descriptivos de los pórfidos de San Carlos, Tumi y El Hito

Nombre	**San Carlos (Limón) (No. 159)** Grupo San Juan Bosco	**Tumi (Cerro Colorado) (No. 273)** Nambija Sur, Subdistrito Cumbaratza	**El Hito (Pachicutza) (No. 147)** Campo Mineral Pachicutza
Ubicación	15 km SW de San Juan Bosco, Cordillera del Cóndor Norte	17 km SSW de San Carlos de las Minas, Cordillera de Nanguipa	7 km al este de Pachicutza, Cordillera del Cóndor Sur
Nivel erosionado	Techo de la intrusión llega hasta ca.1200 metros	Sistema porfídico extiende hasta 2700 m. Techo ocultado de intrusión ca. 2300 metros	Techo de intrusión se extiende hasta 1800 metros
Metales económicos	Cobre, Molibdeno	Cobre	Cobre, Molibdeno
Litología encajante	Granodiorita hornbléndica, cuarzomonzonita y cuarzomonzodiorita	Pórfido de plagioclasa de composición granodiorita a cuarzo-monzonita	Pórfido de plagioclasa ± cuarzo de composición granodiorita
Edad de mineralización	Jurásico Superior (154-157 Ma)	Terciario Medio-Tardío	Terciario Tardío
Entorno geológico	Batolito de Zamora (dominantemente granodiorita a diorita hornbléndica de tipo I) de edad Jurásico Superior	Rocas volcano-sedimentarias del Triásico Medio-Tardío (Unidad Piuntza) a Jurásico Medio-Superior (Unidades Chapiza y Misahuallí) que formaron parte del techo del batolito Zamora	Volcanitas subaéreas y cuerpos subvolcánicos de composición ácida a intermedia (Unidad Misahuallí) de edad Jurásico Superior a Cretácico superpuestos al Batolito Zamora
Marco tectónico	Dúplex extensional de fallas vinculadas N-S entre fallas regionales andinas de rumbo NNE. Sistema reactivado en el Cenozoico bajo un régimen transpresivo dextral	Cinturón de Nambija: un graben (4×30 km) formado dentro el Batolito de Zamora durante un período de extensión Cretácico en el que fue preservado el techo con la secuencia del Campo de skarn Nambija	Zona marginal oriental del Batolito Zamora con rumbo N-S
Rocas asociadas	Cuatro fases tardías de intrusión (temp-, syn-, tardi-, post-mineral) de composición cuarzomonzonita a cuarzomonzodiorita emplazadas en la forma de stocks, diques y sills (rumbos N-S, NNW y ENE). Xenolitos de microdiorita/andesita. Chimeneas de brecha y diques de guijarros ubicadas en el perímetro del cuerpo mineralizado	Una secuencia interdigitada de volcanosedimentos, localmente skarnificados, y superpuesta por volcanitas andesíticas (Formación Fortuna) que son las rocas encajantes principales y cubren una gran parte del techo del pórfido. Diques andesíticos y microdioritas cortan el cuerpo mineralizado (rumbo WNW)	Una secuencia volcanosedimentaria con flujos andesíticos, volcanitas fragmentales y sedimentos siliciclásticos. Volcanitas andesíticas cubren una gran parte del techo del pórfido
Geometría	El cuerpo entero es subcircular en planta (dimensiones ca. 2×2.5 km) y está constituido por varias intrusiones anidadas. Había desplazamiento después de la intrusión tardía del dique (200 m) con rumbo NNW. También hay desplazamiento del cuerpo mineralizado por una falla de rumbo ENE	El cuerpo es alargado y está limitado por fallas de rumbo NE. Debido a la cobertura la extensión del pórfido está abierta al SW, pero las dimensiones estimadas son ca. 2.0×1.0 km. Parece que el margen occidental está controlado por un sistema de fallas de rumbo N-S	Las anomalías geoquímicas indican que el cuerpo mineralizado es alargado N-S con dimensiones máximas de 2.5×1.0 km. El margen occidental rectilíneo está controlado por una falla de rumbo N-S
Textura/Estructura	"Stockworks" de fracturas y vetillas de cuarzo y sulfuros. Vetas de escala-cm con dos orientaciones principales: subvertical de rumbo NW y subhorizontal Cuatro estilos de vetamiento: algunos de rotura-sellado multifase	"Stockwork" de fracturas y vetillas de cuarzo y sulfuros. Vetas de cuarzo con bandas de pirita masiva hasta 1 m de ancho y rumbo NE a lo largo de la falla en el lado sureste. Las otras orientaciones de las fracturas con mineralización son principalmente N-S, NNE-SSW y WNW-ESE.	"Stockwork" de fracturas y vetillas de cuarzo o carbonato con sulfuros. Vetas de escala-cm de relleno de fisuras abierta multifase monoaxiales. Los rumbos principales de las estructuras mineralizadas son N-S y WNW-ESE
Mineralogía de mena	Dominado por pirita, pirita cuprífera y calcopirita con menores cantidades de molibdenita y trazas de pirrotina y bornita Minerales secundarios de cobre incluyen calcosina, covelina y malaquita	Dominado por pirita con cantidades menores de calcopirita y trazas de galena, pirrotina y molibdenita. Minerales secundarios de cobre incluyen calcosina, covelina y malaquita	Dominado por pirita con cantidades menores de pirita cuprífera, calcopirita, esfalerita y molibdenita Minerales secundarios de cobre incluyen covelina y malaquita
Mineralogía de ganga	Cuarzo, feldespato-K, calcita, dolomita y clorita	Cuarzo, epidota	Cuarzo ± calcita
Mineralogía de alteración	Zonación de la alteración muestra un núcleo de alteración potásica (feldespato-K y flogopita) y una zona exterior de propilitización (clorita intermedia y epidota) asociada con la fase mineral temprana, la cual es parcialmente superpuesta con alteración fílica-propilítica de las fases más tardías, superpuesta también a la alteración potásica. Hay una transición en el estilo de alteración desde propilítica-fílica (clorita intermedia, sericita y fengita) hacia dominantemente alteración argílica (illita y montmorillonita). La alteración argílica está localmente expuesta en las partes mas altas donde también hay zonas de silicificación pobremente definidas	Zonación de alteración con un núcleo de alteración potásica (feldespato-K, moscovita y menor flogopita) rodeado con una zona intermedia de alteración fílica caracterizada por sericita-moscovita y sus variedades (fengita, paragonita) y una zona periférica angosta y discontinua de propilitización (clorita y epidota). La mineralización "stockwork" en las volcanitas arriba del techo del pórfido muestra una continuación de la zonación hacia arriba desde alteración potásica-propilítica (clorita Mg, flogopita y moscovita) hacia la alteración fílica-argílica (sericita, sericita-illítica, fengita, illita y montmorillonita) superpuesta sobre propilitización (clorita intermedia y epidota) previa	Patrón de alteración con un halo propilítico exterior caracterizado por la presencia de clorita intermedia y un núcleo de alteración argílica-fílica (illita-sericita) Dominantemente alteración argílica (illita y montmorillonita) y silicificación Fengita también identificada
Meteorización	Minerales del grupo caolín (halloysita, nacrita, etc.). La zona de lixiviación y oxidación varía entre 80 y 150 m de profundidad y la zona de enriquecimiento secundario alcanza 50-70 m de espesor con subzonas dentro del protomineral hasta 240 m de profundidad	Argilización intensa con la formación de caolín (caolinita, halloysita) y gibbsita. La zona de lixiviación y oxidación dentro de las volcanitas varía entre 30 y 75 m de profundidad y la zona de enriquecimiento secundaria tiene 25-30 m de espesor con subzonas dentro del protomineral hasta 180 m de profundidad.	
Dispersión geoquímica	Geoquímica de suelos indica una zona anómala subcircular de Cu con partes enriquecidas a lo largo una faja de rumbo NW y también dentro del sector NE. Anomalías de Mo son ampliamente coincidentes con Cu, pero también hay valores altos en el sector SE los cuales no corresponden con Cu. Hay un anillo más amplio de anomalías Pb-Zn alrededor del núcleo cuprífero.	Geoquímica de suelos muestra una anomalía amplia de Cu (0.1-0.3 %) sobre el subaflorante del cuerpo con un sector enriquecido (>0.3 % Cu) en la parte septentrional. También hay anomalías de oro, pero son más relacionados con las rocas encajonantes	Geoquímica de suelos muestra una anomalía de Cu (>0.075 %) sobre el subafloramiento del cuerpo. Sectores enriquecidos (>0.3 % Cu) tienen alineamiento al NNE-SSW y WNW-ESE.
Depósitos relacionados	Skarns cupríferos	Skarns, mantos de sulfuro masivo, brechas y vetas auríferas	Brechas auríferas y vetas polimetálicas con oro

Tabla 8.6 Perfiles de los depósitos de los campos mineros de Chinapintza y Nambija

Nombre	**Cinturón de skarn aurífero Nambija (Nos. 140, 252-255)** Campo Mineral Nambija, Subdistrito Cumbaratza	**Campo aurífero Chinapintza (Nos. 144, 240-243)** Campo Mineral Pachicutza, Subdistrito Gualaquiza
Ubicación	Cinturón N-S de 30 km de largo y ubicada 20 km al Este de Zamora, Cordillera Nanguipa	10 km al NE de Pachicutza; 40 km al Este de Zamora, Cordillera del Cóndor Sur
Nivel de erosión	Altura máxima de 2750 msnm y un rango vertical de mineralización económica de ca. 1200 msnm	Máxima altura de 2100 msnm y un rango vertical de mineralización económica de >400 msnm
Metales económicos	Oro	Oro, plata
Litología encajante	Skarn, tobas y volcanoclásticos andesíticos poco o nada skarnificados, brecha-conglomerados dacíticos, mármoles, cherts y cuarcitas	Granodiorita hornbléndica, pórfido dacítico de cuarzo ± feldespato ± hornblenda, pórfido andesítico de hornblenda, volcanitas y pórfidos riolíticos y riodacíticos
Edad de mineralización	Paleoceno - Eoceno Medio (ca. 48-65 Ma)	Cretácico medio (96 ± 10 Ma)
Entorno geológico	La secuencia encajante son rocas volcano-sedimentarias del Triásico Medio-Tardío a Superior (Unidad Piuntza) que se superponen parcialmente a las rocas metamórficas de la Unidad Isimanchi (Carbonífera?). Estas unidades forman parte de un gran enclave de techo del batolito granodiorítico de Zamora (Jurásico Medio) preservado en un graben o cuenca de rift. La Unidad Piuntza comprende calizas y rocas epiclásticas interestratificadas con volcanoclásticos, tobas y flujos volcánicos de composición dominantemente andesítica	Basamento de rocas metamórficas del Triásico o pre-Mesozoico y anfibolitas de Unidad Misahuallí intruidas por el batolito granodiorítico de Zamora de edad Jurásico Medio. Complejos extrusivo-intrusivo de composición andesita a riolita (principalmente dacita-riodacita) de edad Cretácico Medio, compuestos de volcanitas subaéreas (flujos, tobas y brechas), sedimentos epiclásticos, volcanoclásticos proximales e intrusiones subvolcánicas (pórfidos y micrograniotoides) ej. pórfidos Chinapintza y Biche
Marco tectónico	Las fallas longitudinales principales de rumbo N-S (Falla Nambija-Oeste y Falla Wintza-Este) definen un "graben" de unos 4 km de ancho dentro del Batolito de Zamora y delimitan el cinturón volcanosedimentario que recubre al zócalo. El "graben" se ha formado durante un período de extensión Cretácico-Medio. La secuencia localmente metamorfizada y preservada dentro del graben tiene pendientes suaves excepto por el alabeo e inclinación relacionada con el fallamiento y un sinclinal periclinal abierto de traza axial NW-SE a través de Nambija. Los sistemas de fallas de segundo orden incluyen: fallas N-S y NNE-SSW que delimitan las zonas metalogénicas y forman un minigraben interno; fallas NE-SW que alojan el oro; fallas NW-SE que truncan a las de dirección NE-SW y limitan longitudinalmente los sectores mineralizados; fallas de ángulo bajo a moderado subconcordantes con la estratificación que delimitan el techo del skarn mineralizado; y fallas transversales E-W no mineralizadas y posteriores a otros sistemas de fracturas que desplazan las fallas N-S en sentido dextral	Depresión volcano-tectónica (cuenca de "rift" o estructura "pull-apart") a lo largo el margen tectónico oriental del batolito calco-alcalino (tipo I) de Zamora. Eventos tectónicos del Cretácico hasta la actualidad, relacionadas con un régimen transpresivo dextral, habrían invertido la cuenca y creado un abanico imbricado compresivo delantero a escala regional (estructura de flor positiva) o dúplex. Fallas de vinculación N-S como la Falla Nangaritza son sintéticas (componente dextral) mientras las fallas de rumbo NW como Falla Congüime son antitéticas (componente sinistral)
Rocas asociadas	Apófisis y facies intrusivas metasomatizadas y mineralizadas del techo del Batolito Zamora. Pórfidos de Cu y otros cuerpos hipoabisales pequeños cuerpos hipoabisales pequeños e irregulares (stocks, diques, sills) de composición diorítica, cuarzodiorítica, cuarzo-monzonítica a monzodiorítica. Algunos de estos cuerpos son de la edad Cretácico Medio	Diques microporfídicos de cuarzo, feldespatos y mica; diques de microgranodiorita (o dacita) hornbléndica; diatremas y chimeneas de brecha hidrotermal mineralizadas
Geometría	Dentro de la Unidad Piuntza el paquete con skarn mineralizado alcanza 50 m de espesor en los condominios de Nambija y menos de 40 metros de espesor fuera de este núcleo. La mineralización estratoligada aparece en varios niveles interestratificados con capas estériles y poco o nada skarnificadas. La mena se formó en las intersecciones de las fallas (estructuras de alimentación) y puede extenderse a lo largo de capas favorables hasta 30 m de las fallas en Nambija y menos de 10 m en otras partes	El sistema de vetas polimetálicas principales tiene un rumbo NNW (variación 295-360°) y son verticales o fuertemente inclinadas (<65°) hacia el SW y NE. Ellos se extienden por unos 5 km, pero su mejor desarrollo es dentro del Pórfido Chinapintza en una distancia de ca. 1.5 km. En profundidad sus espesores son de 0.2 a 2 m, pero se ensanchan pronunciadamente hacia arriba y en las partes más altas se ramifican y presentan "stockworks" y brechas asociadas. Las vetas transversales tienen rumbos de ENE-WSW (fallas normales con un componente sinistral temprano y dextral tardío) y NW-SE (paralelas a fallas interpretadas provisionalmente como sinistral). Las fallas menores mineralizadas dentro de las volcanitas riolíticas son más variables en orientación (rumbos E-W y NNE-SSW)
Textura/Estructura	La mineralización está localizada en vetas de cuarzo-feldespato K discontinuas y estrechas (< 5 cm) que forman bolsonadas (lentes) y estructuras ramificadas subverticales ricas en oro. También hay una infiltración irregular de vetillas y fracturas (tipo "stockwork") auríferas en el skarn adyacente que constituye la mayor parte de los yacimientos. El oro, a veces con teluros, se presenta de forma intersticial y en fracturas tardías dentro del cuarzo, granate, clinopiroxeno, pirita y carbonato tardío. Localmente también hay una estrecha asociación entre el oro y feldespato K y los minerales de alteración propilítica, pero no los sulfuros de metales base	Los sistemas de vetas mineralizadas subparalelas se anastomosan, forman abanicos imbricados (colas de caballo y, localmente dúplexes extensionales de escala métrica a hectométrica). Los cuerpos imbricados de la roca encajonante en las estructuras mineralizadas tienen vetillas transversales, "stockworks" y localmente brechas. Las vetas muestran estructuras en cintas, bandeadas, coloformes, de relleno de cavidades (drusas). El sulfuro masivo comúnmente aparece en cintas marginales o lentes oblicuos debido a dilatación de las fracturas de enlace. Paragénesis compleja con deposición de los sulfuros principales tanto en fases tempranas como tardías
Mineralogía de mena	Pirita y/o calcopirita y, localmente pirrotina con cantidades menores o trazas de galena, esfalerita, arsenopirita, bornita, magnetita, oro nativo y minerales de teluro que incluyen telurobismutinita (Bi), tetradimita (Bi), krennerita/calaverita (Au), altaíta (Pb), hessita (Ag), petzita (Au, Ag) y coloradoíta (Hg) Minerales secundarios incluyen covelina, malaquita, hematita, goetita y pirolusita Finura del oro: ca. 930 (1-12 % Ag, promedio 7 % Ag)	Dominado por pirita, esfalerita, galena y localmente pirrotina y arsenopirita con cantidades menores de calcopirita y bornita y trazas de oro, electrum y plata aurífera y nativa. La galena argentífera y la esfalerita manganífera Minerales secundarios de cobre incluyen calcosina, covelina, malaquita y calcantita Finura del oro/electrum: ca. 650 (promedio ca. 35 % Ag)
Mineralogía de ganga	Cuarzo, granate (andradita, grosularita e hidrogrosularita, clinopiroxeno (salita), feldespato K (ortoclasa/microclina), sericita, epidota, clinozoisita, clorita, calcita, esfena y prehnita. Los clinopiroxenos y cloritas ricas en Mn	Cuarzo, calcita, dolomita, minerales de manganeso (rodocrosita, kutnohorita, rodonita), sericita, esmectita, illita y caolín
Mineralogía de alteración	Alteración propilítica de los minerales ferromagnesianos de skarn asociado con metamorfismo post-pico (retrógrado) y la mineralización mesotermal leve de metales básicos. Los minerales principales incluyen grosularia anisotrópica, clorita, anfíbol, epidota-clinozoisita y carbonato. Silicificación y alteración potásica (microclina) asociadas con la mineralización epitermal de cuarzo-oro (i.e. baja sulfuración) por senderos creados estructuralmente. Alteración fílica (sericita) más restringida a lo largo de los bordes de las vetas	Fases de alteración superpuestas. Alteración propilítica (clorita/epidota/clinozoisita) extendida por el pórfido Chinapintza, acompañada por silicificación y alteración potásica (adularia) a lo largo de estructuras mineralizadas durante la fase inicial de deposición de principalmente cuarzo, pirita, arsenopirita, pirrotina y esfalerita (menor carbonato y galena fina). Sobrecarga de alteración argílica pervasiva, principalmente esmectita, illita, caolín y localmente alteración fílica intensa (sericita) relacionada con fases de mineralización más tardías dominado por carbonatos, sulfuros de metales bases y electrum. Esta fase está caracterizada por entrecrecimientos de carbonato y minerales de arcilla y pseudomorfos de illita/caolín después de feldespato
Meteorización	Skarn endurecido aflora casi fresco. La oxidación ocurre solo donde hay interestratificación con otros tipos de roca o hay mucho carbonato libre los cuales son más susceptibles a la meteorización hasta profundidades de más de 20 metros.	Oxidación/lixiviación selectiva de sulfuros sobre ca. 1750 msnm
Dispersión geoquímica	Oro nativo encontrado en los concentrados de batea tiene una huella mineralógica/microquímica muy característica: los indicios relacionados con skarns tienen bajos contenidos de plata (>10 %), presencia de teluros particularmente teluros de bismuto, y presencia de micro-inclusiones de granates y clinopiroxenos	No hay datos todavía, pero se observa que el oro aluvial tiene un contenido alto de plata (>35 %)
Depósitos relacionados	Pórfidos y "stockworks" de cobre, brechas y vetas de tipo epi-mesotermal y epitermal. Skarns cupríferos. Oro eluvial y aluvial	Pórfidos de cobre con stockworks exocontactos y chimeneas de brecha hidrotermal auríferas. Oro/electrum eluvial y aluvial

El pórfido de San Carlos Cu-Mo de edad Jurásico Tardío es típicamente plutónico, emplazado durante las últimas etapas de la evolución magmática del Batolito de Zamora, de tipo I. El depósito de pórfido acompaña a un anidado conjunto de fases intrusivas tempranas, syn, tardías y post-mineral; brechas, aparte de diques de guijarros, están ausentes. Una amplia alteración y una zonación metálica hipogénica están representadas aparentemente por una alteración dominantemente potásica Cu-Mo interna, y una zona exterior propilítica con significativos valores de Pb-Zn. La restricción general de la sobreimpresión fílica sugiere que el sistema es dominantemente ortomagmático y/o ha sido erosionado a un nivel relativamente profundo.

Cumay es un sistema de pórfido tipo plutónico asociado con un pórfido cuarzomonzonítico similar al de San Carlos, aunque la edad de emplazamiento no está definida con exactitud. Tres fases de pórfido de cuarzomonzonita identificadas en Cumay pueden ser correlacionadas en una forma general: fase mineral temprana a tardía de cuarzomonzonita-monzodiorita de San Carlos, relacionada con la etapa principal de introducción de metal asociada con un pórfido mineral. Mineralización de “stockwork” y una alteración superimpuesta en la fase principal granodiorítica precursora del batolito de Zamora. La zonación de alteración varía desde la potásica en el interior a través de una zona dominantemente fílica hasta una zona propilítica en el exterior. La mineralización de “stockwork” muestra un incremento general de la relación Fe:Cu de los sulfuros hacia fuera. La abundancia de fenómenos de superposición y sobreimpresión de alteración fílica, con los tipos adyacentes, sugiere que el sistema convectivo de aguas meteóricas fue más activo si comparamos con el de San Carlos. La rapidez de erosión y otros factores que impidieron la migración de aguas meteóricas durante su historia post-mineral, no ha permitido el desarrollo de zonas significativas de lixiviación (oxidación) ni de enriquecimiento.

El pórfido de Tumi no fue datado y las relaciones geológicas no son muy evidentes. Sin embargo, se ha interpretado como un sistema pórfido calco-alcalino de tipo volcánico. Comprende de un tapón riodacítico intrusivo subvolcánico de grano fino cubierto por volcánicos andesíticos y próximos a un centro volcánico. Los volcánicos sobreyacentes contienen brechas piroclásticas, pseudobrechas alteradas y brechas hidrotermales mineralizadas. El emplazamiento del pórfido está localizado y controlado por intersecciones de zonas de fallas. El sistema se caracteriza por una zonación metálica pobremente definida, un núcleo pequeño de alteración potásica y un bien desarrollado caparazón anular fílico-argílico. La mineralización en “stockwork” y el patrón de zonado no están confinados al pórfido, sino que se extienden al menos 400 m del tapón volcánico. Las alteraciones potásica y fílica, estructuralmente controladas, se extienden a las volcanitas andesíticas y están sucedidas por alteración propilítica y argílica secundaria a niveles progresivamente más altos. La meteorización supergénica está mejor desarrollada en comparación con la de otros depósitos porfídicos y ha rebasado las estructuras permeables. Factores como la mayor altura (menos erosión y aumento en precipitación) en combinación con la abundancia relativa de pirita, facilita la formación de aguas ácidas, que probablemente fueron significantes en este aspecto.

6.3 Sistemas auríferos de baja sulfuración relacionados con intrusiones

6.3.1 Campa Minero Chinapintza

La mineralización aurífera de vetas, brechas y "stockworks" en el campo minero de Chinapintza es del tipo epitermal de baja sulfuración relacionado con un complejo volcánico-subvolcánico de edad Cretácico Medio. Los rasgos de la mineralización son estrechamente comparables con las características descritas en la literatura (Hedenquist et al., 1996) y con los yacimientos de este tipo mencionados en el volumen 2. Estos incluyen a yacimientos:

- Asociados con un centro volcánico calco-alcalino y que forman un extenso campo de vetas.
- Que exhiben un fuerte control estructural de la conducción de los fluidos.
- La mineralización sigue a la intrusión y se centra en las zonas de brechas permeables, fracturas y fallas ocupadas por intrusiones tardías.
- Las vetas y veta-brechas alimentadoras pasan hacia arriba a amplias zonas de mena en forma de enjambres de vetillas, "stockworks" y brechas.
- Caracterizado por un alto contenido de plata: el oro está principalmente como electrum y puede estar acompañado con plata aurífera o nativa.
- El carbonato y el manganeso son componentes importantes de la ganga.
- La alteración es dominantemente de tipo fílica-argílica pero caracterizada por la asociación de adularia-sericita (en Chinapintza la adularia está totalmente argilizada).

En el campo minero Chinapintza las vetas están mejor desarrolladas en los pórfidos dacíticos subvolcánicos y están claramente asociadas con intrusiones más tardías de pórfido riolítico. En las volcanitas permeables suprayacentes la mineralización es comúnmente más difusa ("stockworks" y diseminaciones) y de bajo grado. Se atribuye el contraste entre el estilo de mineralización en los pórfidos y los volcánicos relacionados, como una función de permeabilidad de las litologías.

El principal control de la distribución de la mineralización en Chinapintza parece ser la presencia de canales estructurales adecuados y una fuente infrayacente de calor ocasionada por intrusiones riolíticas de alto nivel.

6.3.2 Cinturón de Nambija

Las observaciones claves del ambiente y naturaleza de los skarns auríferos son las siguientes:

La secuencia de Piuntza comprende un alto porcentaje de volcanitas y sedimentos volcánicos derivados. La división Piuntza media donde se desarrollan los skarns es prevalente y dominada por fragmentos volcánicos de composición intermedia (andesita-dacita).

Sin considerar la secuencia litoestratigráfica, la transición y cambios de facies desde el Sur hasta el Norte a lo largo del skarn que aloja los depósitos de oro en el cinturón de Nambija exhiben consistentes y unificadas características.

El desarrollo de skarn ha tenido lugar con el enriquecimiento en calizas de los sedimentos y con un componente variable volcanoclástico. Altas leyes en skarn contienen >10% Ca; parcialmente (o incipiente), las litologías skarnificadas exhiben contenido de Ca que varía principalmente en los rangos 6-10% mientras que los tipos de roca donde la skarnificación no es evidente contienen <6%. Las altas leyes de skarn en Nambija comprenden calizas sucias y/o sedimentos andesíticos tobáceos enriquecidos en cal.

Nambija está óptimamente situada donde la potencia de las litologías coincide con un enriquecimiento en carbonatos.

La persistencia lateral del desarrollo de skarn de protolitos con composición favorable es discutible por el desarrollo inicial de skarn y cornubianitas, las cuales han sido asociadas con el emplazamiento del batolito de Zamora.

El estilo y amplitud (lateral vertical) de los estilos estratiformes o en manto de los depósitos de skarn mineral varía considerablemente debido a las facies y cambios composicionales en los protolitos volcanosedimentarios.

La posición cercana a lo horizontal del favorable entrampamiento litológico químico, adyacente y estructuras alimenticias subverticales portadoras de oro han proporcionado reemplazamiento en las capas paralelas de esta unidad y han permitido la formación de los depósitos de oro. Todos los cuerpos examinados parece que han sido formados en las intersecciones de fallas (Fig. 6.1).

El oro fue introducido (o removilizado) dentro de las unidades skarnificadas bajo condiciones epitermales y fue acompañado por propilitización retrogresiva de la asociación de skarn.

6.3.2.1 Control estructural: El cinturón de Nambija está delimitado por fallas normales de rumbo N-S y buzamiento alto que definen un graben, lo cual ha preservado un enclave de techo con pendientes suaves de sedimentos y rocas volcánicas de la Unidad Piuntza dentro del Batolito de Zamora. Parece que el "graben" se ha formado durante el período de la extensión del Cretácico medio. Las fallas longitudinales del graben, tanto de los bordes como del interior (ej. mini-graben de Nambija) han actuado como estructuras favorables, a lo largo de las cuales se emplazó la mineralización de pórfidos de cobre y los intrusivos hipabisales tardíos.

El paquete que recubre al zócalo, está limitado por fallas, pero esencialmente no está deformado, excepto por el alabeo relacionado con el fallamiento (ej. Cambana) y por la inclinación local de la estratificación (ej. Katy). Se ha identificado un sinclinal periclinal abierto, de traza axial NW-SE, pasando a través de Nambija y Guaysimi. El control de la mineralización aurífera dentro del skarn mediante fallas y fracturas es evidente a todas las escalas.

(i) *Sistema regional y del distrito de fallas N-S (variación de 10° i.e. entre NNW-SSE y NNE-SSW) y que delimitan las zonas metalogénicas.* Los depósitos principales de skarn se sitúan a lo largo de estas fallas y son delimitados longitudinalmente por ellas y por estructuras de segundo orden subparalelas a las mismas. Estas fallas son mayormente subverticales, pero también hay de buzamiento moderado al Este. En el campo minero Nambija (El Arco – Mapasingue) estas fallas son los canales alimentadores principales de la mineralización aurífera. El truncamiento de las zonas ricas en mineral por estas fallas tendiendo al Norte (ej. Campanillas, Guaysimi Alto) indica que su movimiento continuó después de la deposición del mineral.

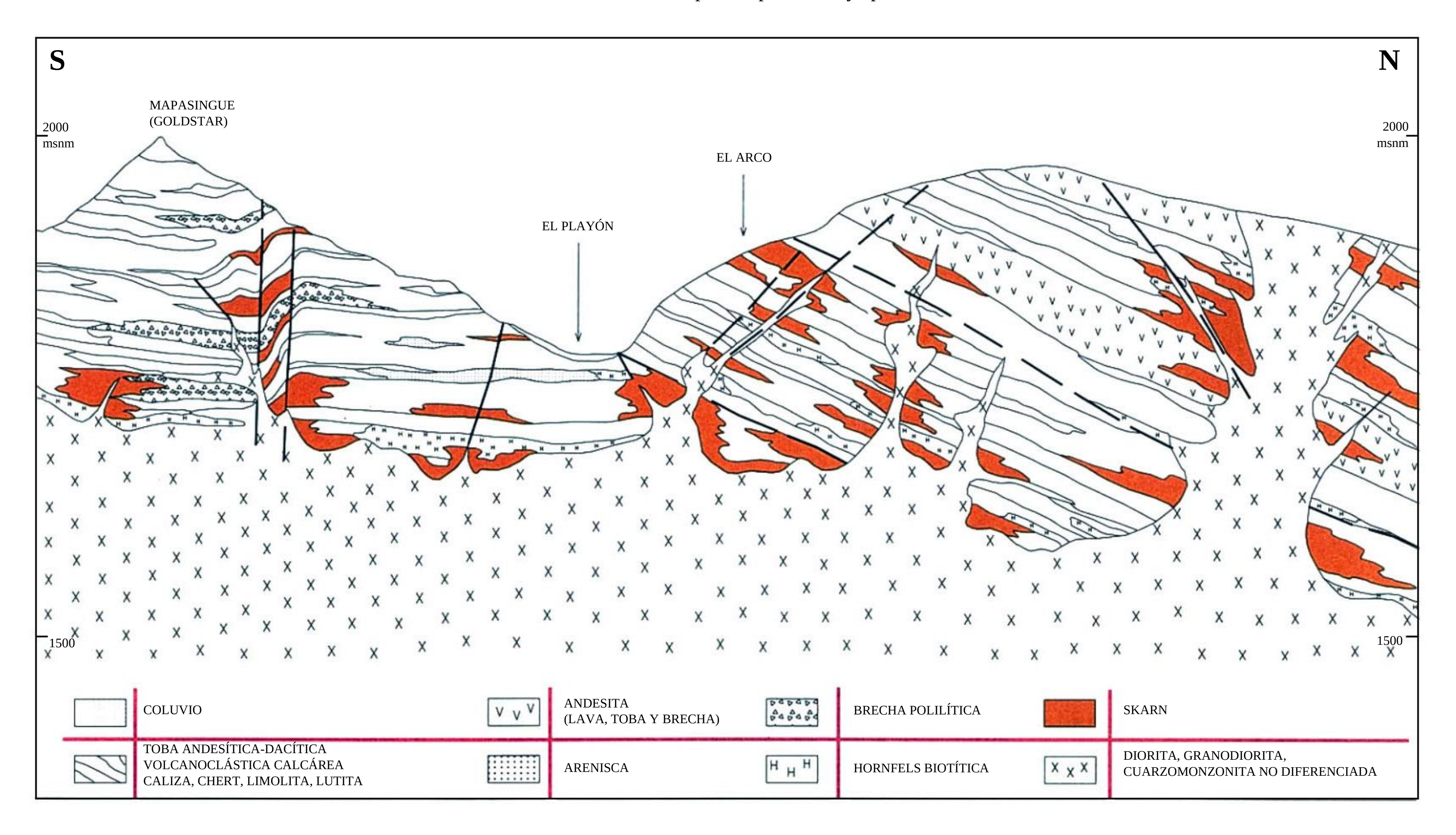


Figura 6.1 Sección de síntesis de las relaciones litológicas y los controles de la cornubianita y el skarn mineralizado en el campo minero de Nambija. Modificado de un corte geológico preparado por Benar Minerals

(ii) *Sistemas de fallas NE-SW (variación NNE a ENE) que alojan y están directamente relacionadas con la mineralización de oro.* Representan el control estructural principal a escala local y están estrechamente relacionadas con la alineación de las zonas ricas. La mineralización es particularmente rica en oro en sectores de bifurcación o ramificaciones de los filones. También, como se observa en Campanillas, dúplexes extensionales o empujes (jogs) dilatacionales con vetas tensionales de vinculación pueden constituir importantes centros de mineralización aurífera. Los puntos de intersección con las fallas de rumbo N-S a NNE-SSW se presentan los valores altos y constituyen blancos principales para la exploración. Este sistema de fallas NE dominantemente muestra un componente sinistral de movimiento.

(iii) *Sistema de fallas NW-SE que truncan a las de dirección NE-SW y delimitan longitudinalmente la mineralización.* Este sistema de fallas es paralelo al eje del sinclinal y sugieren que son compresionales de movimiento inverso. Hay evidencia también que las fallas de esta orientación predatan a las de dirección NE-SW. En Guaysimi alto por el lado Este del cinturón de Nambija, las fallas WNW-ESE controlan el alineamiento de los “clavos de mena”.

(iv) *Fallas de ángulo bajo a moderado, las cuales son subconcordantes con la estratificación y comúnmente definen el techo del skarn mineralizado.* La presencia de fallas subhorizontales del techo de skarn mineralizado es claramente un fenómeno generalizado en el cinturón de Nambija. Parece que ejercen un control fundamental para canalizar los fluidos hidrotermales mineralizantes e impedir su migración hacia arriba. Estas fallas o cizallas son localmente anastomosantes y están marcadas por brechas o milonitas con alteración argílica avanzada. Buzan dominantemente SW (variación W a SSW) con ángulos de 10-40° y parece que han sufrido un movimiento inverso con un componente dextral. Estas fallas (o cabalgamientos) postdatan las estructuras subverticales mineralizantes de rumbo entre ENE y NNE y están probablemente vinculadas con las fallas tardías de rumbo NW-SE.

(v) *Fallas transversales E-W posteriores a otros sistemas de fallas y fracturas.* Estas fallas son verticales o subverticales y desplazan en un sentido dextral el sistema de fallas N-S y localmente las estructuras mineralizadas de dirección NE-SW y ENE-WSW (ej. Guaysimi Alto). Pueden tener vetas y brechas rellenadas con carbonato, pero no están mineralizadas.

Dentro del contexto a escala regional o distrital, las fallas de la Canela y Nangaritza con dirección N-S las cuales biselan desde el sistema de fallas de Palanda son fallas inversas vergentes al Este, éstas han incorporado y deformado las rebanadas de la Formación Napo y Hollín del Cretácico Medio a Tardío. Esta deformación compresional en el distrito de Zamora data desde el Cretácico Tardío y crecimiento de la proto-Cordillera Andina (Wilkinson, 1982). Bajo un campo lejano de esfuerzo orientado NE-SW (coincidente con la dirección oblicua de subducción SW-NE) la orientación de las cizallas de segundo y tercer orden asociadas con un sistema de fallas N-S y precedida por la elipse de esfuerzo coincidente con la configuración falla/fractura del cinturón de Nambija (Fig 6.2). Así las fallas NE a ENE podrían ser de extensión/dilatación con un poco o no-movimiento traslacional. El sentido del movimiento lateral puede ser variable, pero más estructuras con dirección ENE (R2) podrían ser sinistral. La falla de cabalgamiento subconcordante y las empinadas fallas inversas NW-SE (probablemente rampas a las fallas de cabalgamiento) son también coincidentes con el campo de esfuerzo dirigido a NE. Bajo este mismo régimen las fallas N-S (NNW a NNE) pueden ser estructuras oblicuas dextrales inversas.

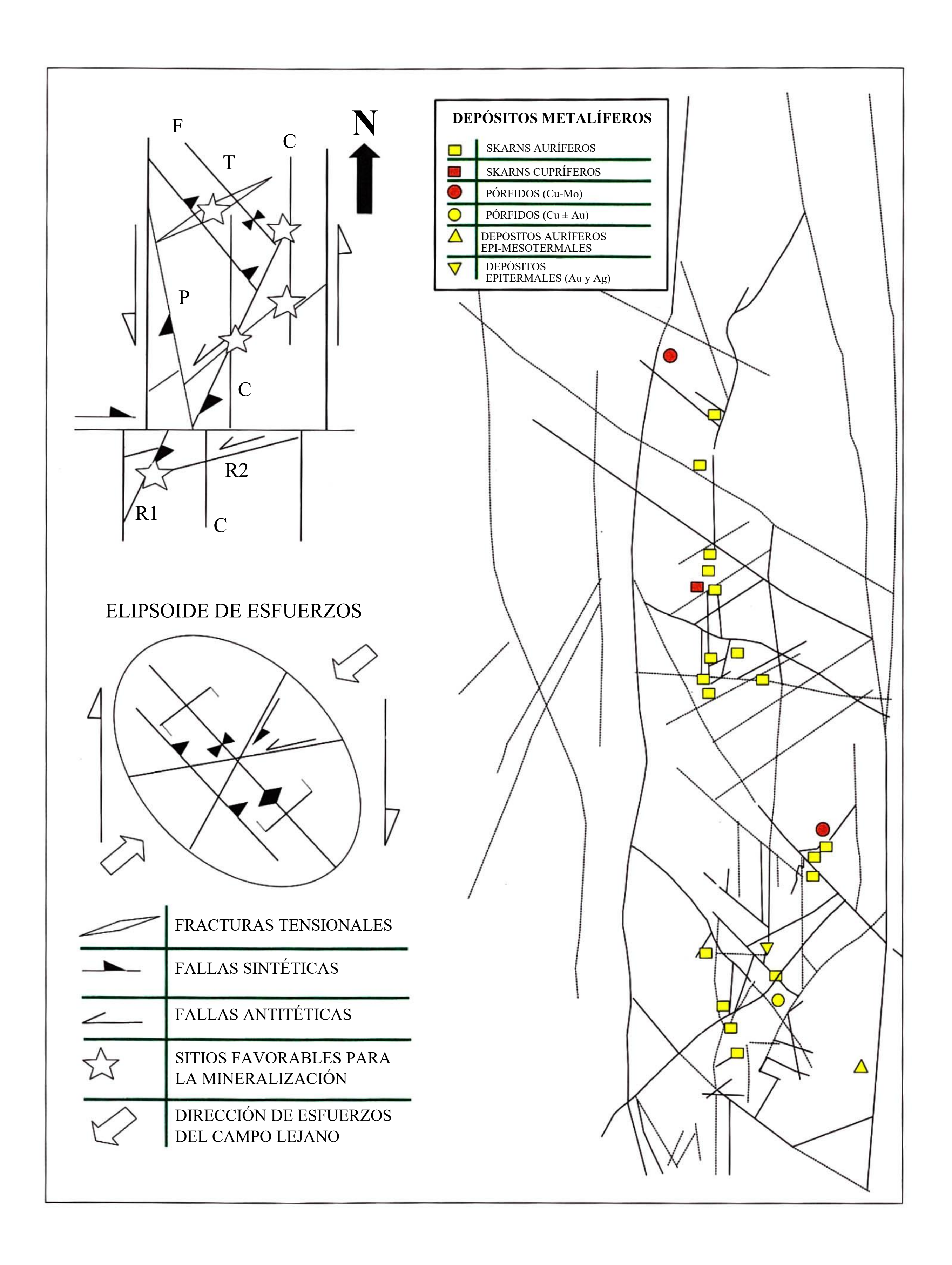


Figura 6.2 Síntesis estructural del cinturón de Nambija

6.3.2.2 Datos de edades K-Ar: Dataciones en K-Ar han revelado dos eventos significativos seguidos del emplazamiento del batolito de Zamora:

Evento del Cretácico Medio (116-96 Ma) indicado por los diques (Sultana ST-15: 116 ± 4 Ma y Chinapintza PTZ-32: 96 ± 10 Ma) y las vetillas en las intrusiones de pórfidos (El Tierrero edad en sericita de 116-100 Ma; y Cumay edad en feldespato potásico 102 ± 3 Ma). Esto corresponde a una fase significativa extensional seguida de la deposición de la Formación Hollín, tiempo durante el cual el graben de Nambija parece haberse formado y el volcanismo de Chinapintza tomó lugar. Es importante que resultados del Proyecto Cordillera Real muestran una distintiva pobreza de dataciones en este intervalo (Litherland et al., 1994).

Evento del Paleoceno al Eoceno Temprano (65-49 Ma) indicado por las dataciones en feldespato potásico asociados con las vetillas con contenido de oro que están alojadas en el skarn (Guaysimi Alto, Nambija Sur: 65 ± 3 Ma y Cambana, Nambija Norte: 49 ± 2 Ma). Esto es similar a una datación no publicada de 50 Ma obtenida en datación de Ar-Ar en feldespatos potásicos de Nambija (R. Jemielita, com. pers.). Estos datos son aproximados a los obtenidos de los plutones no metamorfizados e indeformados en el Sur de la Cordillera Real (e.g. San Lucas: 66-51 Ma, Catamayo: 58 ± 2 Ma) y Pichinal: 54 ± 4 Ma) los cuales pueden ser relacionados con el volcanismo Sacapalca (Litherland et al., 1994). Esto también corresponde a un reseteo de edades (47-51 Ma) en el batolito de Azafrán de edad Jurásica. Sin embargo, el hecho de que los minerales del Cretácico Medio de los pórfidos El Tierrero y Cumay no fueron reseteados sugieren que el reseteo regional no fue involucrado. Es entonces posible concluir que éste corresponde a un evento hidrotermal, durante el cual el oro fue introducido en y/o removilizado en los skarns.

6.3.2.3 Interpretación: El desarrollo de los yacimientos auríferos hospedados en skarn del cinturón de Nambija es el siguiente:

Fase 1. Triásico Tardío (ca. 220 Ma): La actividad magmática en la cuenca de Piuntza, semi-graben bordeado por el rift principal de Tethys. Deposición de una secuencia volcánica-sedimentaria continental/marina dominada por volcánicos fragmentados de andesita-dacita en una cuenca restringida probablemente correspondiente al área del batolito de Zamora.

Fase 2. Jurásico Inferior – Medio (ca. 190-140 Ma): Emplazamiento del batolito de Zamora acompañado de un metamorfismo prógrado con el desarrollo local de skarns, mármoles, cornubianitas y cuarcitas. Los granitoides de Zamora y los volcánicos Misahuallí asociados comprenden un arco magmático continental el cual pasa hacia el Este dentro de la cuenca trasarco de sedimentos clásticos y bioclásticos. El metamorfismo fue largamente isoquímico con la formación de exoskarn cálcico metamórfico, cornubianitas calco-silicáticas, localizado bimetasomatismo dominado por clinopiroxenos.

Fase 3. Cretácico Medio (ca. 116-96 Ma): Evento extensional liderado por la formación del graben de Nambija y el establecimiento de un sistema de fallas con dirección N-S, NE-SW y NW-SE. Control estructural del emplazamiento de los sistemas de pórfidos de cobre y otras intrusiones hipoabisales. Localizado metamorfismo e intenso metasomatismo con la formación de skarns minerales de grandita los cuales son discordantes en una escala mesoscópica, pero generalmente conformables a una escala mayor. La skarnificación parcialmente sobreimprime y remplaza el skarn de metamorfismo temprano. Sobrecrecimientos euhedrales de granate grosularia en anhedral grandita y andradita posiblemente debido al escarbado de Fe por el azufre en la formación de sulfuros. La deposición de granates a lo largo de fracturas y cavidades. Establecimiento de una zonación mineralógica en relación a las fallas, contactos litológicos e intrusiones de pórfidos. Actividad hidrotermal post-pico con control estructural localiza la penetrativa alteración propilítica (epidota-clorita-calcita) de la asociación de skarn acompañado por una menor cantidad de metasomatismo potásico. La introducción mesotermal de sulfuros de metales base resultando en una zonación desde Cu adentro y en sectores próximos a las intrusiones y Pb-Zn en zonas exteriores.

Fase 4. Deformación compresiva en el Cretácico Tardío – Paleoceno: Con el corrimiento subconcordante (cabalgamientos) y reactivación de fallas con dirección NW-SE en un sentido inverso. Actividad hidrotermal con la liberación y removilización de oro, sílice y otros componentes en el skarn, incluyendo feldespato potásico. Deposición de cuarzo + oro ± feldespato potásico a lo largo de estructuras conductivas de dilatación en zonas estratiformes de incremento de permeabilidad. Poco aporte y/o removilización de sulfuros.

Fase 5. Paleoceno – Eoceno Medio (ca. 65-49 Ma): Evento retrogresivo tardío de enfriamiento del sistema hidrotermal y afluencia de aguas meteóricas precediendo a la alteración propilítica del skarn (clorita-calcita-hematita-prehnita) y alteración fílica-argílica de los feldespatos.

6.3.2.4 Controles de mineralización: Sin considerar a la génesis, existen fuertes relaciones empíricas las cuales reflejan controles fundamentales en la localización de la mineralización de oro alojado en skarn en el cinturón de Nambija.

6.3.2.5 Controles litológicos y litoestratigráficos: Interflujos de sedimentos en los volcánicos andesíticos de la Unidad Piuntza son localmente calcáreos y puede bordear siendo calizas sucias. El grado de contenido de caliza parece estar fundamentalmente relacionado con el desarrollo de skarnificación y la deposición de oro.

6.3.2.6 Controles estructurales: El oro ha sido introducido en las unidades skarnificadas a lo largo de fallas extensionales de buzamientos muy inclinados a verticales. Las ocurrencias primarias de skarn aurífero yacen a lo largo de estructuras NE-ENE y menos extendidas en estructuras N-S, en las intercepciones de estas estructuras y con estructuras de dirección NW. Estructuras con dirección NE y ENE tienen más posibilidades a ser dilatacionales y por lo tanto son particularmente favorables para la mineralización. Cuerpos minerales parecen estar localizados en las inflexiones, en una serie de fallas/fracturas con forma cursiva y con dúplexes extensionales.

6.3.2.7 Relaciones intrusivo: Todos los depósitos estudiados dentro del cinturón de Nambija tienen una relación espacial cercana con stocks pequeños, muchos de los cuales contienen mineralización de cobre. Estas intrusiones están comúnmente localizadas en o a lo largo del lado de las estructuras arriba mencionadas. La composición de los intrusivos son variables (tipo calco-alcalino volcánico a subalcalino de tipo pórfidos plutónicos) pero ellos generalmente tienen un moderado a alto contenido de razones Fe_2O_3/FeO y pueden contener magnetita y/o hematita.

7

GUÍAS Y CRITERIOS DE EXPLORACIÓN

Modelos genéticos y descriptivos de depósitos minerales representan un conocimiento acumulado de numerosos trabajos en muchos depósitos, por lo tanto, estos proveen un marco para la interpretación de los datos geológicos y de exploración. Ellos pueden ayudar en la identificación de nuevos objetivos e inclusive proveer un indicio en el tamaño y la ley de un particular tipo de objetivo. Modelos de depósitos en escala regional pueden ser utilizados para identificar distritos favorables basados en los fundamentos del ambiente geológico, principales estructuras y la presencia de mineralización conocida del tipo buscado. En la escala local, los modelos pueden ser usados como guías para evaluar prospectos como para predecir la localización de zonas de mineralización en profundidad o a lo largo del rumbo.

7.1 Estructura y características del terreno

7.1.1 Estructuras regionales y de distritos

Depósitos de pórfidos calco-alcalinos de Cu ± Mo ± Au típicamente se hallan en los límites de placas convergentes y comúnmente en los ambientes de márgenes continentales volcánico-plutónicos. Esta importante asociación está claramente evidenciada a lo largo del sector este del cinturón de Fuego del Pacífico. Ellos incluso han sido encontrados en asociación con altos niveles de stocks y con regímenes extensionales relacionados con fallas de deslizamiento de rumbo y con regímenes extensionales de tras arco seguidas de una acreción de margen continental.

En el norte de los Andes (i.e. Norte de la Deflexión de Huancabamba) al menos 5 episodios de mineralización de pórfidos de cobre han sido reconocidos, cuyas edades fluctúan desde el Jurásico Medio hasta el Plioceno (Cap. 1). El distrito de Zamora está caracterizado por pórfidos de edad Jurásica los mismos que se encuentran situados en un sub-cinturón, el cual pasa a través de la Cordillera de Colombia e ingresa en Venezuela (Fig. 1.4). No obstante, evidencias recientes durante la exploración para este estudio sugieren una edad joven para el sistema de pórfidos (Cretácico-Terciario) el cual está presente en el distrito de Zamora. Un sub-cinturón Cretácico ha sido reconocido en la cordillera de Colombia, el cual puede ser encontrado desde el sur del batolito de Antioquía a una eventual unión con el sub-cinturón Jurásico en el área del Masivo de Garzón. Es probable que un magmatismo Cretácico también afectó el Este de la cordillera en el Ecuador y el sub-cinturón Cretácico también contenga pórfidos relacionados con depósitos de edad Cretácica y posiblemente Cenozoica.

La Deflexión de Huancabamba marca un visible cambio con respecto al número de sub-cinturones y al patrón de migración. Pórfidos de edad Jurásica no han sido reconocidos en el Norte del Perú, solamente el más reciente subcinturón (Mioceno medio-Plioceno temprano) parece extenderse hacia el Sur en el Perú hasta la Deflexión de Abancay (Sillitoe, 1988). La mayor parte del distrito de Zamora, excluyendo el conjunto de pórfidos de San Juan Bosco en el sector Norte, se ubica en la zona tectónica de la Deflexión de Huancabamba, la cual estuvo activa durante gran parte del Cretácico.

El ambiente geológico de los pórfidos y las intrusiones relacionadas con depósitos epi-mesotermales en el distrito de Zamora han sido descritos en el Capítulo 2. El distrito de Zamora está definido y caracterizado por el batolito de Zamora. Este complejo de intrusivos ocurre en el cratón guyanés y ocupó anteriormente una cuenca de rift Triásica, probablemente en un ambiente poco profundo marino de arco volcánico continental. En el Jurásico, el batolito de Zamora es representativo de una subducción relacionada con arco magmático continental calco-alcalino de tipo I, el cual es congénito con los volcánicos Misahuallí y Upano. El batolito se formó durante un período de 40-50 Ma. Las fases principales e iniciales pertenecen a la serie calcoalcalina-granodiorita (Pitcher, 1993), con precursoras diorita/cuarzodiorita. Etapas de fases tardías y finales tienen un carácter subalcalino (diorita/cuarzomonzonita) Los granitoides Cretácicos parecen corresponder a la serie subalcalina-monzonita y por lo tanto su composición es indistinguible del conjunto del Jurásico tardío.

La actividad magmática cretácica en el distrito de Zamora tomó lugar durante la mayor parte de un evento extensional (115-85 Ma), seguido de la colisión de Peltetec durante la cual, la cuenca "pull-apart" de Lancones-Alamor se formó en el terreno Amotape. Fallas regionales transcurrentes fueron activadas durante la colisión de Peltetec, así como el sistema de fallas Palanda-Cosanga y el lineamiento biselado e imbricado N-S. Las fallas de La Canela y Nangaritza fueron reactivadas durante un evento extensional. Esto coincidió con la formación del lineamiento N-S del graben de Nambija y la cuenca de "rift" volcano-tectónica en el distrito de Pachicutza. Parece que la mayoría de la mineralización de Cu-Au data de este período.

La historia Cenozoica fue caracterizada por un tectonismo transpresivo dextral causando inversión en la cuenca y un levantamiento en el Batolito de Zamora. Las fallas de Palanda y El Cóndor junto con los enlaces dúplex con dirección N-S, constituyen una estructura positiva en forma de flor.

El programa de dataciones con K-Ar llevado a cabo durante el reciente estudio, indica tres principales eventos metalogénicos:

(i) Jurásico Tardío (141-157 Ma): pórfidos de tipo plutónico de Cu-Mo, los cuales corresponden a las últimas fases de emplazamiento del Batolito de Zamora. Ellos están ejemplificados por el Grupo de Pórfidos de San Juan Bosco y El Hito (subdistrito Gualaquiza). Están caracterizados por un conjunto potásico calco-alcalino de granodioritas-cuarzomonzodioritas-cuarzomonzonitas. Skarns cupríferos ricos en hierro y localmente desarrollados en los techos colgantes de los volcánicos Misahuallí.

(ii) Cretácico Medio (116-96 Ma): sistemas de pórfidos de tipo hipoabisales y volcánicos con Cu ± Au ± Mo y asociados a vetas epitermales de baja sulfuración Au ± Ag y brechas mineralizadas. Estos sistemas de pórfidos de cobre están pobremente desarrollados, pero pueden incrementar el alto contenido en los niveles de mineralización de oro. Este período fue dominado por magmatismo silíceo a subsilíceo calco-alcalino y subalcalino. Esto es ejemplificado por el campo minero de Chinapintza y los pórfidos de Santa Bárbara y Tumi.

(iii) Paleoceno-Eoceno (48-65 Ma): mineralización epitermal de oro de baja sulfuración asociada con fallas de reactivación. Magmatismo cenozoico no ha sido reconocido en esta área. Este período corresponde con la introducción o removilización de los skarns que contienen mineralización de oro en el cinturón de Nambija.

Lineamientos interpretados de las imágenes RADARSAT en la escala 1:100000 fueron digitalizados en este estudio para ayudar en la identificación de controles estructurales regionales y locales de la mineralización. Los lineamientos para la mitad Norte del distrito de Zamora están ilustrados conjuntamente con el pórfido conocido y los intrusivos relacionados con ocurrencias epi-mesotermales (Fig. 2.1). Esto claramente ilustra la importancia de los lineamientos estructurales N y NNE paralelos a las fallas andinas principales y los terrenos litotectónicos. No solamente es este aparente lineamiento del "graben" de Nambija con dirección N-S, sino también el mal definido graben de María Elena (cinturón de "skarn" Gemuts et al., 1992 y Litherland et al., 1994) y los lineamientos de los pórfidos en el conjunto de pórfidos de San Juan Bosco. Los depósitos del Hito y Santa Bárbara están muy cercanos a las fallas con dirección N-S, las cuales proyectadas hacia el norte pasan a través del campo minero de Chinapintza. Existen también esporádicas ocurrencias de mineralización epitermal y pórfidos asociados con los subdistritos limitados por fallas ej. San Luis (Augusta), Sangola y Los Planes, depósitos que se ubican a lo largo de la Falla de La Canela.

7.1.2 Controles estructurales locales

Mientras que la mayoría de pórfidos de Cu y sistemas relacionados con intrusivos están especialmente relacionados a las estructuras con tendencias Andinas, su precisa localización es comúnmente controlada por fallas de segundo o más alto orden. Fallas regionales de primer orden se presentan más como sistemas abiertos constituyendo un sustancial conducto para los fluidos mineralizantes hidrotermales, puesto que generalmente carecen de estructuras de trampa para la ocurrencia de depósitos minerales. Puntos particularmente favorecidos para los depósitos minerales serán aquellos sectores con fuerte diferencial de gradientes de esfuerzos y/o aquellos que inducen a dilatación, como en intersección de fallas, vitelas, recodos. Todas estas características geométricas comúnmente ocurren en zonas de rápidos cambios en una orientación local.

Las vetas epi-mesotermales y la mineralización en brechas están particularmente controladas y alojadas en estructuras de orden secundario. Los flujos de fluidos están concentrados a lo largo de estas estructuras y los depósitos minerales ocurren en zonas de dilatación donde existen condiciones físicas y químicas apropiadas. Mineralización en "stockwork" o diseminada se producen donde se han dado flujos intensos por (i) litologías relativamente permeables, (ii) fracturamiento hidráulico intenso (ej. Chinapintza). En el caso de mineralización alojada en "skarn" en el cinturón de Nambija, el control composicional es un factor importante en la preparación del terreno para el desarrollo de la mineralización. Contactos litológicos y discordancias pueden también ser sitios favorables para el desarrollo de mineralización epitermal relacionada con intrusivos y especialmente en el contacto yuxtapuesto de rocas de diferentes propiedades físicas y químicas. Brechas magmáticas hidrotermales y freatomagmáticas proveen un efectivo conducto de fluidos para la localización de más brechas de chimeneas hidrotermales metalíferas (ej. San José, Chinapintza).

Los controles estructurales de la mineralización en el cinturón de Nambija y el campo minero Chinapintza han sido descritos en los capítulos 4 y 5 respectivamente. En el lineamiento N-S del cinturón de Nambija en una escala local, la mineralización de oro en "skarn" está dominantemente alojada o asociada en fallas/fracturas con lineamientos menores de dirección NE a ENE. Intersecciones de estas estructuras con fallas de dirección N-S y NW parecen ser favorables para la mineralización. Estructuras N-S también acarrean mineralización epitermal, mientras que las fallas con dirección NW tienden a subdividir los depósitos en segmentos. En el campo mineral de Pachicutza, la mineralización está localizada a lo largo de fallas con dirección NW y sus intersecciones con estructuras N-S y NE las cuales tienden a estar enfocadas en el desarrollo de complejos volcánicos e intrusivos. Coochey (1991) ha recalcado tres principales zonas de fallas con casi 1-2 km de ancho:

(a) La zona de falla del Majacho (Chinapintza – el sistema de vetas de Viche).

(b) La zona de la falla de Conguime (los pórfidos de El Hito y Santa Bárbara).

(c) La zona de la falla de Pachicutza (skarns de Napintza y María Elena).

A escala de subdistrito, las estructuras con lineamientos NW comprenden un abanico imbricado, los cuales se dispersan hacia el Este desde una inflexión mayor en la Falla de Nangaritza. En Chinapintza las estructuras transversales con lineamientos NE (ej. La Falla del Pangui Alto) están también localmente mineralizadas. Brechas de chimenea hidrotermales en brecha/zonas de "stockwork" se han desarrollado actualmente con el sistema de vetas dúplex extensionales (dilatación), las cuales muestran ser importantes centros para el desarrollo de cuerpos minerales minables a lo largo de sistemas de vetas epitermales de Nambija y Chinapintza. La identificación de la geometría y de la historia cinemática de los sistemas de vetas mineralizados pueden ayudar a predecir como fueron propagados y donde las estructuras de dilatación pueden ocurrir.

Interpretación de imágenes RADARSAT en la mitad Este del distrito de Zamora revela un entramado de lineamientos de direcciones entre NE a ENE y NW a NNW y localmente interceptados por fallas con tendencia Andina. Las evidencias sugieren que los techos colgantes en el distrito de Zamora están limitados o cortados por fallas o combinación de fallas con dirección N-S y NE o NW y lineamientos relacionados. La localización precisa de estas estructuras circulares interpretadas no es conocida, pero probablemente representan intrusiones de pórfidos. Estructuras sub-circulares (anomalías de tono y textura) de apropiada medida (>3 km de diámetro) Han sido también identificadas en las imágenes RADARSAT en el subdistrito de Gualaquiza.

7.1.3 Procesos post-mineralización

La historia de post-mineralización de cualquier distrito puede ser crítica al determinarse:

(i) Si, el depósito será preservado de los efectos de la erosión.

(ii) Si, el depósito está enterrado al límite, que es difícil detectarlo y no es susceptible la explotación.

(iii) La efectividad de los procesos supergénicos de oxidación y enriquecimiento del depósito mineral.

Depósitos epitermales se presentan a profundidades superficiales no más de 1 km en la corteza. Ellos típicamente se forman en ambientes activos de arco como los márgenes continentales, los cuales están sujetos a un rápido levantamiento y erosión. Los depósitos epitermales para ser descubiertos y ser explotados económicamente deben estar preservados de los efectos de la erosión. Por lo tanto, ellos están más comúnmente en rocas cenozoicas relativamente jóvenes. Sin embargo, el reconocimiento de una importante mineralización epitermal de edad Cretácica en Chinapintza y en el campo de skarn de Nambija, testifican la efectividad de la rápida subsidencia que significa la preservación de mineralización de este tipo. Los campos minerales de Nambija y Pachicutza están localizados en el graben del Cretácico medio, el cual ha facilitado la preservación de los techos en los batolitos, conjuntamente con la cobertura de la roca de caja. En Chinapintza existió menos de 200 metros de erosión bajo la paleosuperficie del Cretácico Medio.

El tope de la alteración potásica en los sistemas de pórfidos de Tumi y David es probablemente 2300 msnm. La extensión vertical de la mineralización del pórfido es desconocida. La mineralización de “skarn” en el cinturón de Nambija puede encontrarse en una variedad de elevaciones que fluctúan desde los 1600 m a los 2400 m, por lo menos. La variación de elevación entre las ocurrencias auríferas de “skarn” en el cinturón de Nambija y el hecho de que la mineralización de estilo pórfido de cobre se encuentra en el tope de las colinas más altas, sugiere que la exhumación de los depósitos en el subdistrito de Cumbaratza es relativamente profunda.

El grupo de pórfidos de San Juan Bosco constituye fases tardías de intrusivos de alto nivel de edad Jurásica (Batolito de Zamora) y que ha sido formado en un nivel profundo. Los relictos exteriores del Cretácico medio a tardío de sedimentos marinos poco profundos sugieren que estos pórfidos fueron destechados durante el Cretácico temprano en el evento Peltetec, desde cuando la deposición y erosión se habían balanceado. Claramente existe el potencial para sistemas de pórfidos adicionales, los cuales pueden ser descubiertos bajo la delgada cobertura Cretácica.

La meteorización puede producir zonación vertical con oxidación, con limonita lixiviada en superficie (zona de oxidación), una zona subyacente de enriquecimiento de cobre (zona supergénica o enriquecimiento secundario) y en profundidad una zona de mineralización primaria (zona hipogénica o protomineralización). Las zonas de oxidación y lixiviación en el área superficial marcadas por “cappings” ferruginosos con minerales de arcilla supergénicos, óxidos de hierro (limonita, goetita, hematita, jarosita) y cuarzo residual. Minerales de cobre secundario incluyen calcosina, covelina, otros Cu_2S (ej. digenita), crisocola, Cu nativo, óxido de cobre, carbonatos y sulfatos. Los procesos de alteración supergénica y particularmente el desarrollo de zonas de mineralización secundaria pueden ser críticos para la minería económica. La profundidad de la lixiviación ácida y el grado de movilización de cobre dependen de:

(a) La pérdida de masa que no sobrepase la meteorización química.

(b) La permeabilidad del sistema con respecto a aguas meteóricas.

(c) El clima o la cantidad de precipitación.

(d) La cantidad de sulfuro presente.

Por lo tanto, las óptimas condiciones para enriquecimiento secundario incluyen la relativa madurez del paisaje, las erosiones mínimas conjuntamente con el contenido alto de sulfuros, buena permeabilidad, y alta precipitación. Altas velocidades de erosión y cambios en el nivel freático no dejan tiempo para el desarrollo de la zona supergénica de enriquecimiento o su preservación. Precipitación baja, baja permeabilidad y bajo contenido de sulfuro, inhibe significativamente el desarrollo y migración de aguas ácidas para una efectiva lixiviación con el resultado de que el cobre remanente es fijado en la zona de oxidación como óxidos, carbonato, etc. En el distrito de Zamora los efectos son variables: en Tumi (Cerro Colorado) la lixiviación ácida supergénica está bien desarrollada mientras que en Cumay la profundidad de la meteorización es innegable y el enriquecimiento secundario está virtualmente ausente. En San Carlos, los perfiles de la zona supergénica son inmaduros con perfiles truncados. En algunos sectores, el cobre está fijado en la zona de oxidación y ha habido una mínima cantidad de enriquecimiento secundario; en otros sectores, la zona de enriquecimiento secundario está bien desarrollada pero la sobreyacente zona de oxidación ha sido removida por erosión.

El Distrito de Zamora podría ser considerado un distrito con pocas posibilidades para encontrar depósitos con oro de tipo epitermal de alta sulfuración debido a la cantidad de erosión del sistema mineral. Sin embargo, ofrece alta prospectividad para depósitos de “skarn” de oro o cobre relacionados con intrusiones y sistemas de tipo epi-mesotermal, también como mineralización de pórfidos de Cu ± Au ± Mo.

7.2 Patrones de alteración y mineralización

7.2.1 Zonado de alteración hidrotermal

La alteración es ubicua dentro y alrededor de los depósitos minerales hidrotermales. El estilo y la variación espacial de esta alteración mineralógica están relacionados con las condiciones hidrotermales cambiantes que prevalecieron durante la formación del depósito. Su importancia para la minería metálica radica en que la alteración hidrotermal alrededor de los depósitos forma comúnmente halos que constituyen objetivos de exploración mucho más grandes que el depósito en sí mismo. La mineralogía, y en algunos casos la composición química de la alteración, puede dar una indicación de la proximidad de la mineralización y, en un caso ideal, un vector hacia la mineralización. Su identificación e interpretación es, por lo tanto, una parte rutinaria de la exploración de los depósitos minerales hidrotermales y de los sistemas de pórfidos en particular.

Se han realizado varios acercamientos a la clasificación de las alteraciones hidrotermales y la terminología ha estado intensamente influenciada por el tipo de depósito y el ambiente de formación. Los esquemas de clasificación para los depósitos porfídicos se han derivado principalmente de los trabajos de Rose (1970), Lowell & Guilbert (1970), Gustafson & Hunt (1975) y Bean & Titley (1981) – ver también el Capítulo 1.1. Para los depósitos epitermales han sido desarrolladas sucesivas clasificaciones por Buchanan (1981), Heald et al. (1987), Henley (1991), Sillitoe (1993) y Arribas (1995) que han demostrado ser extremadamente útiles para la interpretación de la geometría de los sistemas minerales y han constituido guías hacia la mineralización (ver Volumen 2). Otros acercamientos alternativos a la clasificación fueron resumidos por Rose & Burt (1979) con base en la identificación de los minerales de alteración, la asociación mineral o los cambios químicos más importantes sucedidos durante la alteración. El modo no genético más simple para determinar los estilos de alteración es mediante las observaciones petrográficas apoyadas, en algunos casos, por otras técnicas, como la difracción de rayos X, la microscopía electrónica de escaneo y los análisis espectrales de infrarrojos de onda corta.

La identificación directa de la mineralogía de la alteración necesita estar acompañada de la determinación de las relaciones interminerales antes de asignarla a una única asociación o interpretar sus relaciones con otros tipos de alteración.

La clasificación de la alteración mediante los cambios químicos requiere cierto conocimiento de las rocas parentales y de los procesos y reacciones involucrados en la alteración. Este acercamiento es particularmente útil cuando se observan los cambios progresivos en la mineralogía en una sola unidad de roca de caja alrededor de una veta, estructura o zona mineralizada. Bajo estas circunstancias, la mineralogía puede ser usada para documentar gráficamente las condiciones cambiantes en términos de componentes químicos o relaciones de actividad de estos componentes (Rose, 1970; Rose & Burt, 1979; Barton et al., 1991; Beane, 1994). También hay disponibles diferentes métodos para una mejor cuantificación y clasificación de los cambios químicos asociados con la alteración (Grant, 1986; MacLean & Krandiotis, 1987; MacLean & Barrett, 1993; Stanley & Madeisky, 1994). Estos métodos requieren de un conocimiento detallado de la composición de la roca parental y/o la densidad y la identificación de los elementos inmóviles o HFS.

Guías modificadas de Thompson & Thompson (1996):

(i) Determina que minerales están presentes en la roca, sus características mineralógicas y texturales, y las evidencias de un origen hidrotermal secundario.

(ii) Determina la distribución de los minerales a escala meso- y microscópica. Hacerse las siguientes preguntas:

(a) ¿Los minerales están rellenando vetas o cavidades?

(b) ¿Reemplazan a minerales específicos primarios, a minerales secundarios o a clastos en la alteración selectiva?

(c) ¿Remplazan a la roca total y contienen minerales en áreas restringidas, como envoltorios alrededor de vetas en la alteración penetrativa selectiva?

(d) ¿Reemplazan a la roca total a escala de afloramiento en la alteración penetrativa?

(e) ¿Aparecen en zonas específicas alrededor de vetas y fracturas?, y si es así, ¿cuál es su relación con otras zonas?

(iii) Cuantificar la intensidad de la alteración o tipos de alteración en términos de hasta qué punto la roca es reemplazada por minerales diagnósticos secundarios. En la práctica esto puede ser poco más que una estimación semicuantitativa. Una división en 5 grados de intensidad y cantidad es generalmente adecuada:

Intensidad	Cantidad
Débil	No visible a simple vista, pero visible con lupa
Débil a moderada	Visible a simple vista
Moderada	>25% de minerales de alteración
Moderada a fuerte	25-50% de minerales de alteración
Fuerte	>50% de minerales de alteración

(iv) Definir las relaciones entre los minerales principales y los demás. En particular buscar evidencias de equilibrio textural o reemplazamiento. Si hay evidencias coherentes de reemplazamiento entre minerales, esto debería ayudar a definir las relaciones paragenéticas relacionadas con, por ejemplo, los envoltorios de alteración rodeando vetas que se entrecruzan.

(v) Habiendo definido las asociaciones de minerales hidrotermales y sus paragénesis, debe perfilarse la distribución en el mapa, dentro de las limitaciones de la exposición disponible (afloramiento, excavaciones superficiales, perforaciones). En la práctica, este trabajo es llevado a cabo normalmente durante la cartografía geológica. No obstante, es crítico que las interpretaciones sean refinadas varias veces, mediante observaciones más detalladas realizadas durante los trabajos anteriores. Para mantener una coherencia a lo largo de las observaciones se recomienda que se forme una colección de referencia en los primeros estadios de cualquier estudio.

Las observaciones petrográficas y de campo no definen siempre la mineralogía y las técnicas instrumentales que pueden ser necesarias para aumentar estas observaciones, especialmente para las alteraciones de grano fino dominadas por arcillas y filosilicatos. Los análisis de difracción de rayos X han sido una técnica de laboratorio importante para estos minerales y es aún el método absoluto para soportar las identificaciones mediante otros métodos. A pesar de ello, esta técnica como cualquier otra, basada en laboratorio (ej. SEM) presenta el inconveniente de que sólo puede ser realizada en un número limitado de muestras específicas. Los espectrómetros portátiles de infrarrojo de onda corta se han convertido rápidamente en una importante herramienta para la identificación rápida de los minerales de alteración de grano fino en el afloramiento, las muestras de mano o de núcleo de sondeo, permitiendo la realización de mapas de alteraciones más completos. El uso, limitaciones y ventajas del Analizador Mineral Portátil por Infrarrojos (PIMA) son discutidos con mayor detalle en el Volumen 1. Este instrumento ha sido ampliamente usado en esta evaluación para la caracterización de las asociaciones de alteración. No obstante, como cualquier otra técnica de determinación en bruto es importante destacar que los resultados tienen que ser comprobados en una serie de muestras representativas, siguiendo los pasos 1 a 3 antes descritos, previamente a cualquier interpretación final.

En un modelo generalizado de los sistemas porfídicos, las asociaciones de alteración forman zonas diferentes alrededor de la intrusión mineralizada. Típicamente forman caparazones con un núcleo de alteración potásica pasando hacia fuera a la roca inalterada a través de asociaciones fílicas ± argílicas y propilíticas. Un resumen de estas asociaciones, su ambiente de formación y los ejemplos de los pórfidos de Ecuador donde se han reconocido los diferentes tipos se ofrece en la Tabla 7.1 (adaptada de Thompson & Thompson, 1996). Se han subdividido no solamente los tipos de alteración estándar, sino también los minerales característicos que pueden cambiar con la composición de las diferentes rocas de caja. Muchos minerales tienen entradas múltiples como consecuencia de:

(i) Efecto total composicional.

(ii) Cambios en la composición de los fluidos según nos desplazamos hacia el exterior del sistema porfídico o de la estructura mineralizada.

(iii) Intercambios en los límites de estabilidad mineral-fluido.

(iv) Temperatura, presión, pH, fO_2 y otras variables.

Tabla 7.1 Resumen de las características de los tipos de alteración en sistemas porfídicos

Estilo de alteración	**Minerales clave**	**Minerales asociados**	**Ambiente de formación**	**Clase de pórfido**			**Ejemplos**
				Volcánico	**Clásico**	**Plutónico**	
Potásico (biotita) Silicato-K/biotítica	Biotita (flogopita) Feldespato K (ortoclasa) Magnetita	Cuarzo, anhidrita, albita-plagioclasa-sódica, actinolita, rutilo, apatito, sericita, clorita-Mg, epidota	Generalmente encontrado dentro del núcleo del pórfido, particularmente intrusiones más máficas (diorita, cuarzodiorita, cuarzomonzodiorita, tonalita, granodiorita) o rocas encajantes volcánicas/volcanoclastitas máficas a intermedias	Tipo calcoalcalino controlado estructuralmente Tipo alcalino localmente intenso pero sobreimpreso	Normalmente bien desarrollado A veces confundido con EDB de corneana isoquímica	Localizada o como vestigios por razón de sobreimpresión retrógrada	Chaucha Gaby Papa Grande Junín Balzapamba
Potásico Silicato-K	Feldespato K (ortoclasa o microclina)	Cuarzo, albita, moscovita, anhidrita, epidota	Encontrado dentro del núcleo de los sistemas porfídicos hospedados en intrusiones félsicas (granodiorita-cuarzomonzonita, granito)	Típicamente de núcleos pequeños de alta permeabilidad	Puede desarrollarse conjuntamente con alteración biotítica en rocas encajantes	Estructuralmente controlado como salbandas en las fracturas y vetas	
Sódico-Cálcico Sódico	Albita (plagioclasa Na) Actinolita	Clinopiroxeno (diópsido), cuarzo, magnetita, titanita (esfena), clorita, epidota, escapolita	Encontrado en las partes más profundas y en algunos casos periféricas de los sistemas porfídicos y forma el huésped de la mineralización en depósitos porfídicos asociados con intrusiones alcalinas	Estructuralmente controlado por los "stockworks" de vetillas y las brechas hidrotermales	Localmente una sobreimpresión tardía		Gaby Papa Grande Telimbela
Fílica Sericítica	Sericita (moscovita-illita)	Cuarzo, pirita, clorita, paragonita hematita, anhidrita	Comúnmente forma un halo periférico alrededor de los núcleos de depósitos porfídicos; puede sobreimprimir alteración potásica más temprana y podría ser el huésped de mineralización sustanciosa	Muy restringido en rocas intermedias asociado con vetas Mas común en rocas félsicas	Generalmente bien desarrollado en una zona anular	Restringido a los márgenes de fracturas en etapas tempranas; más pervasiva en etapas tardías	Chaucha Junín Balzapamba
Fílica-Argílica Argílica intermedia Sericita-clorita-arcilla	Sericita (illita-esmectita) Clorita intermedia Caolinita (dickita)	Montmorillonita, calcita, epidota, pirita, fengita	Generalmente forma una sobreimpresión extensa o controlada-estructuralmente encima de otros tipos de alteración (potásica) Las texturas precursoras están comúnmente preservadas	Desarrollado localmente en zonas permeables de los tipos calcoalcalinos	Importancia variable: localmente preservada Presente en diatremas postminerales	Controlada estructuralmente en las partes altas del sistema Preservada en los sectores elevados	Fierro Urcu Chaucha Junín Telimbela
Argílica avanzada	Pirofilita, Cuarzo	Sericita, andalucita, diásporo, corindón, alunita, topacio, turmalina, pirita, dumortierita, hematita, caolinita (dickita)	Alteración intensa, usualmente en las partes superiores de los sistemas porfídicos, pero también se forma alrededor de vetas ricas en pirita las cuales cortan otros tipos de alteración	Transicional a un nivel alto con los sistemas epitermales de alta sulfuración			Fierro Urcu
Propilítica	Clorita, Epidota, Albita Calcita	Actinolita, sericita, arcilla, pirita	Comúnmente forma la zona de alteración más exterior a niveles profundos a intermedios dentro sistemas porfídicos. Puede ser zonada desde rica en actinolita hasta rica en epidota hacia fuera	Extensa en los tipos calcoalcalinos Sobreimpresión parcial en tipos alcalinos	Generalmente extensa; localmente con silicificación	Extenso, pero no muy obvio	Chaucha Junín Balzapamba

La naturaleza compleja y dinámica de los sistemas de pórfidos es tal que la secuencia completa de alteración citada en los modelos clásicos (ej. Lowell & Guilbert, 1970) rara vez está completamente desarrollada o conservada. A pesar de la influencia de la composición del protolito y las condiciones P-T, la permeabilidad cambiante durante el proceso de mineralización puede tener un profundo efecto en la zonación lateral y vertical. Los cambios en el tiempo pueden ocasionar estadios sobreimpuestos o que se trate de alteración penetrativa y/o estructuralmente confinada, que puede sobreimprimirse parcial o totalmente a asociaciones más antiguas. La secuencia de alteración común en la mayoría de los pórfidos estudiados es potásica (interna) y propilítica (externa), seguidas de fílica y finalmente argílica. Una cantidad limitada de alteración fílica puede desarrollarse también, durante los estadios tempranos ortomagmáticos, en la zona de interacción entre los fluidos magmáticos y meteóricos. El resultado común de la sobreimpresión es la creación de asociaciones transicionales: potásica-fílica, fílica-propilítica y fílica-argílica. La alteración argílica de alto nivel está, en el mejor de los casos, localmente conservada en los pórfidos estudiados y, en muchos casos donde está presente, la mayor parte puede atribuirse a lixiviación supergénica.

Esta evaluación ha demostrado que la cartografía de alteraciones puede mejorarse significativamente mediante el uso del instrumento PIMA en:

- Se puede definir subzonas, ej. subzona de la actinolita en la zona de alteración fílica-propilítica de Tumi.

- Se puede distinguir los efectos de alteración hidrotermal y supergénica, ej. illitas de alta y baja temperatura. Presencia de gibbsita como útil indicador de lixiviación ácida supergénica intensa.

- Se desenmascaran las asociaciones sobreimpresas, ej. la clorita Mg como un indicador de la asociación de alteración de biotita (flogopita) retrogradada.

- Muchos de estos rasgos sutiles están relacionados con las leyes minerales y su reconocimiento puede ayudar a la evaluación general de un prospecto de pórfido.

7.2.2 Mineralización hipogénica y zonado

7.2.2.1 Depósitos porfídicos: La mineralización y zonado de la mineralización metálica hipogénica en los depósitos de Cu ± Mo ± Au difiere no sólo entre depósitos individuales, sino también entre clases de depósitos.

Los depósitos "tipo clásico (hipoabisales)" del SW de Estados Unidos se caracterizan por caparazones anulares de mineral o domos-sombrero con zonación lateral pronunciada. Un patrón típico podría ser el siguiente: un núcleo de mineralización débil, o estéril, centrado sobre una intrusión con calcopirita y molibdenita menores y bornita rara, la pirita es generalmente >2%. Los caparazones de mineral que lo rodean presentan enriquecimiento primero de molibdenita, después de calcopirita; la abundancia de la pirita aumenta hacia fuera en los caparazones de mena. Un halo periférico con 10-15% de pirita y sólo pequeñas cantidades de calcopirita y molibdenita encierra los caparazones mineralizados. Las vetas de metales base con valores de oro y plata se encuentran normalmente en zonas de fractura radiales periféricas al halo pirítico (McMillan & Panteleyev, 1989). Existe una intensa relación espacial y temporal con el zonado de alteración.

El molibdeno fue introducido temprano en la paragénesis durante los estadios ortomagmáticos 1 y 2, y está situado principalmente en la transición potásico-fílica. El cobre fue introducido también durante los estadios ortomagmáticos, pero sufrió removilización y enriquecimiento extensivos mediante lixiviación hipogénica durante el principal estadio convectivo (Estadio 3), y por tanto está situado principalmente dentro de la zona fílica. Con el descenso de la temperatura y el cambio a un metasomatismo de ion hidrógeno hay un incremento de la actividad del ion azufre ayudado por la disolución de sulfuros formados tempranamente y anhidrita durante el estadio convectivo 3. La mayor parte de este azufre se fija como pirita tardía y anhidrita (y/o yeso) en los estadios 3 y 4 (vetas D), en la periferia del sistema, en la zona propilítica o en la transición fílica-propilítica.

Los depósitos de "tipo plutónico" tienen también buen desarrollo de zonado mineral metálico, con la relación Cu/Fe disminuyendo hacia fuera y con gradación generalmente desde bornita en el núcleo, pasando por calcopirita a un halo rico en pirita. Algunos de estos depósitos tienen núcleos ricos en cuarzo de baja ley. La distribución de la molibdenita es irregular, principalmente porque aparece tarde en la paragénesis, en asociación con fases minerales intrusivas tardías.

Los depósitos porfídicos de "tipo volcánico" presentan, habitualmente, una zonación metalífera pobremente definida, ya que la mineralización está íntimamente asociada con las chimeneas de brechas y zonas de intensa alteración estructuralmente controlada. Como consecuencia, las diferentes células de circulación de fluidos desarrolladas localmente, que operan dentro del sistema, compiten y se interfieren mutuamente. El resultado es varias zonas de mena piritizada situadas centralmente conteniendo calcopirita, bornita y magnetita, flanqueadas por zonas piríticas estériles. Los cuerpos minerales son lensoidales e irregulares y, localmente, pueden mostrar algún control preferencial estratiforme.

Como las relaciones temporales y espaciales de los minerales metalíferos están inextricablemente ligadas, la paragénesis puede dar alguna indicación del tipo de sistema porfídico y su estatus evolutivo.

La zonación metálica en el depósito San Carlos, del grupo de pórfidos San Juan Bosco, está complicada por una intrusión múltiple y fallas post-mineralización, no obstante, presenta una zona de núcleo de Cu-Mo correspondiendo el cuerpo mineralizado con un halo periférico con valores de Zn-Pb. La zonación dentro del cuerpo mineralizado no ha sido definida, pero la distribución variable de la molibdenita es coherente con los rasgos descritos para los sistemas de pórfidos plutónicos. El amplio halo exterior de mineralización pirítica en "stockwork" alrededor de la zona cuprífera central del pórfido Cumay también es conforme con el modelo general de caparazones anulares de mena con zonado, que es evidente con un incremento hacia el exterior de la razón Fe:Cu en sulfuros, típico de los sistemas de pórfidos del tipo plutónico. En el Cinturón de Nambija hay evidencias de zonación de metales base en relación con los stocks mineralizados con cobre proximal y Zn-Pb más distal (ej. al Este de los condominios de Nambija). En Tumi (Nambija Sur) hay evidencias de un núcleo de Cu-Mo ± Au situado sobre el núcleo potásico y gradando hacia fuera a Cu-Au y finalmente Au. El lado Oeste de Campanillas se caracteriza por skarns proximales de cobre que pasan hacia el Este a esfalerita de derivación magmática en planos de estratificación y fracturas, que están a su vez sobreimpresos (y parcialmente removilizados) por la mineralización epitermal de oro.

7.2.2.2 Zonación mineral de exo-contacto en sistemas de "stockworks", vetas y brechas periféricos epi-mesotermales: Dado un ambiente tectónico favorable y un ambiente apropiado para la deposición, la naturaleza y la extensión de la zonación metálica puede facilitar información útil sobre la naturaleza química del sistema parental, la profundidad de la erosión y las vías de los fluidos. Sobre esta base, los controles de distribución del oro pueden ser identificados y ser usados como guías para otras exploraciones. La geometría de las estructuras con mineral y la permeabilidad de la roca de caja son los controles dominantes en la tipología de los sistemas de mineralización epimesotermales relacionados con intrusiones como Chinapintza. Los diferentes tipos de depósitos de oro relacionados con intrusiones aparecen normalmente yuxtapuestos y, localmente, muestran transiciones entre unos y otros. En el campo minero Chinapintza hay una clara transición hacia arriba desde sistemas de vetas discretas controladas estructuralmente a brechas y "stockworks" (endo- y exo-contacto).

Los depósitos epitermales pueden estar enriquecidos en un amplio rango de elementos metálicos y volátiles traza (ver Volumen 2). Los elementos volátiles As, Sb, Tl y Hg se concentran en general en las partes más altas de los sistemas epitermales. En los depósitos de vetas de baja sulfuración, el principal nivel de enriquecimiento de Au y Ag, está normalmente bajo esas zonas y a su vez pasa hacia abajo a un intervalo de metales base enriquecido en Cu, Pb y Zn, posiblemente acompañado por Bi, Te, Se, y Co elevados. El nivel actualmente expuesto del sistema de vetas de Chinapintza está principalmente dentro de la zona de Au-Ag, con paso en elevaciones menores al intervalo de metales base. Durante esta evaluación se ha definido una zonación vertical de sobre 3-400 metros, donde hay un incremento general en la razón Au/Ag y un descenso marcado en los valores de Mn de abajo a arriba en el sistema.

7.3 Firmas geofísicas

Los métodos geofísicos juegan un papel importante en la exploración de los sistemas de pórfidos y el uso de los estudios magnéticos y eléctricos para su identificación son técnicas bien establecidas. La aplicación de los métodos geofísicos en este estudio estuvo restringida a la medida de la susceptibilidad magnética de rocas y muestras de núcleos de perforación mediante el uso de un medidor de susceptibilidad magnética o kappámetro. Las susceptibilidades magnéticas han sido registradas sistemáticamente en todos los núcleos de perforación examinados y están presentes en las columnas.

Las zonas de mena en los pórfidos de Cu ± Mo ± Au, particularmente en aquellos con alto contenido en oro, pueden estar asociadas con rocas ricas en magnetita y estar indicadas por los estudios magnéticos. Las zonas potásicas en particular, que están caracterizadas por asociaciones de alteración de biotita (flogopita)-magnetita y vetas del tipo A con magnetita, frecuentemente tienen susceptibilidades magnéticas altas. Esto contrasta marcadamente con las zonas propilitizadas, silicificadas y decoloradas, que generalmente dan valores muy bajos (<10% de la roca fresca).

Los estudios magnéticos pueden ser particularmente aplicables dentro de las volcanitas Misahuallí de Nambija y los campos de skarn María Elena que contienen skarn cupríferos ricos en magnetita bandeada (ej. Zumbi y María Elena). Bloques sueltos de magnetita son frecuentes en el drenaje de los depósitos de skarn con oro dentro del Cinturón de Nambija, lo que puede indicar que en estos depósitos también hay una firma magnética.

Las dioritas, monzodioritas y granodioritas con hornblenda del Batolito de Zamora son claramente y conspicuamente magnetíticas mientras que algunas de las fases más altamente evolucionadas y de estadio final (cuarzomonzonitas y monzogranitos) asociadas a la mineralización porfídica son subleucocráticas a leucocráticas con bajas susceptibilidades magnéticas. Una estrategia de prospección para los pórfidos de Cu-Mo sería identificar los bajos magnéticos del terreno del Batolito de Zamora que pueden indicar la presencia de estas fases volumétricamente menores. Las rocas con alteración hidrotermal más intensa, particularmente aquellas con alteración de cuarzo-pirita-sericita-illita (fílica) también producen bajos magnéticos y de resistividad.

A pesar de las predicciones de la respuesta esperada, en la práctica, la magnetometría terrestre de contornos puede tener poco parecido con el área conocida de mineralización de pórfido de cobre, debido a la interacción de las huellas del protolito y la alteración y la sobreimpresión de diferentes estilos de alteración. A pesar de ello, cualquier anomalía magnética circular, anular o arqueada de un tamaño apreciable debería ser investigada.

Los halos piríticos rodeando a rocas cupríferas responden bien a la polarización inducida (IP), pero en los sistemas pobres en sulfuros la mena en si misma da la única respuesta significativa de IP. Los resultados filtrados del estudio de polarización inducida (IP) sobre el depósito de pórfido de cobre Cumay se corresponden bien con el área de mineralización en "stockwork" conocida. Existe un área de baja cargabilidad coincidente, en sentido amplio, con alta resistividad dentro de la zona central de cobre.

7.4 Firmas geoquímicas

7.4.1 Geoquímica de sedimentos fluviales

El estudio de drenaje regional de baja densidad llevado a cabo en el Proyecto de la Cordillera Real (Litherland et al., 1994) sólo muestreó, los tributarios de los ríos Yacuambi y Chicaña dentro del Distrito Zamora. Fueron identificadas anomalías de Cu, Mo y W significativas, junto con valores de Ag, Zn, Pb, As, V, Sn y Ce esporádicas. Los estudios geoquímicos de sedimentos fluviales de reconocimiento, llevados a cabo por compañías mineras en los años recientes en el Distrito Zamora han sido exitosas en la identificación de objetivos de pórfidos de cobre.

El oro aluvial aparece en gran parte del distrito y minería aluvial a gran escala ha sido realizada en los ríos Zamora y Nangaritza (Mapa de Ocurrencias Minerales del Sur de la Cordillera Real, Litherland et al., 1994). En estos ríos y sus afluentes que drenan los campos mineros de Nambija y Pachicutza continúan pequeñas operaciones. Los paleoplaceres han sido trabajados en Nayumbi, al Oeste del depósito María Elena, en el campo minero Pachicutza.

7.4.2 Caracterización del oro

7.4.2.1 Estudios pilotos en el Sector Nambija Norte: Se recogieron muestras de concentrados de batea de cuatro sitios a lo largo de la Quebrada Cambana para establecer si persiste la huella del oro procedente del depósito de skarn y si es reconocible en el ambiente de dispersión secundaria. La Qda. Cambana, que esta explotado en oro aluvial, drena los depósitos de skarn Campanillas, Rumiñahui y Cambana y a ella se junta aguas abajo con un tributario que drena el skarn aurífero La Fortuna. Se recogieron cuatro muestras (PC1-PC4) para determinación mediante microsonda electrónica de los metales en aleación y de los tipos de micro-inclusiones dentro de los granos de oro. Los resultados de una caracterización de oro anterior fueron incorporados (muestras EQP1-EQP3) que fueron publicados anteriormente por Styles et al. (1992).

Los resultados se han presentado de forma resumida en la Tabla 7.2. La principal variación en las composiciones del oro es el contenido en Ag, y esta variación se muestra gráficamente como curvas S. También se ha identificado las micro-inclusiones en el oro, y son de dos tipos: minerales de mena (sulfuros y teluros) y minerales que componen rocas (silicatos, carbonatos, óxidos y fosfatos). Las inclusiones de minerales de mena son usualmente muy pequeñas y están situadas en la parte central de los granos mientras inclusiones de minerales que componen rocas son más grandes y ocurren cerca de los márgenes de los granos. Es casi cierto que todos los minerales de mena presentes como inclusiones se depositaron con el oro, y están íntimamente asociados a él. Los minerales que forman rocas incluyen la asociación de ganga adyacente que ha permanecido ligada al oro durante el proceso meteórico. También es posible que algunos de los granos se deriven de los sedimentos fluviales y hayan sido prensados en los bordes de los granos de oro durante el transporte.

Las curvas acumulativas S muestran dos o tres poblaciones de granos de oro con base en su contenido de plata (Figs. 7.1, 7.2, 7.3, 7.4). En tres de cuatro muestras, gran parte, si no todo el oro, contiene menos del 15% de Ag, con la mayor parte de la población en el rango <10%. Por el contrario, la muestra PC3, y en menor medida la PC4, se caracterizan por un incremento sustancial de granos de oro con >15% (hasta el 40% de la población) y alcanzando un máximo de 33% de Ag (electrum).

Las inclusiones de minerales de mena en los granos de oro bajos en plata incluyen pirita, pirrotina, calcopirita, galena y varios teluros de Ag, Au, Ag y Bi (hessita, petzita, teluro-bismutinita y tetradimita). La población de oro alta en plata tiene un rango comparable de inclusiones de minerales de mena, pero se caracteriza por la alta proporción de galena y la presencia adicional de tetraedrita. No existe diferencia aparente en la asociación de minerales de roca. Ambas poblaciones tienen inclusiones de cuarzo, feldespato K, clinopiroxeno, granate, calcita, micas, arcillas, óxidos de Fe y apatito.

De las tres muestras recogidas durante un estudio previo, una tiene un rango de contenido de Ag similar a PC3 y las otras dos tienen poblaciones de Ag similares a PC4 (ver Figs. 7.5 y 7.6). La asociación de los sulfuros de metales base y teluros de Bi es idéntica. Unos pocos sulfuros complejos y seleniuros adicionales fueron identificados tentativamente como matildita ($AgBiS_2$), aikinita ($CuPbS_3$), naumannita (Ag_2Se) y guanajuatita ($Bi_2(Se, S)_3$).

El oro aluvial de la Quebrada Cambana muestra un rango más amplio de composiciones que el observado en la roca de la Mina Campanillas (cf. sección 7.6). La diferencia más evidente es la existencia de una población con alta Ag (ej. >15%) que no se encuentra en Campanillas y que sugiere que hay otras fuentes en la cuenca. Aunque gran parte de la asociación de minerales de ganga es heredada no existe diferencia significativa entre las dos poblaciones. Se ha encontrado un rango similar de inclusiones minerales (aparte de la identificación de tetraedrita en la muestra del conjunto de alta Ag).

Comparando los cambios con la distancia de la(s) fuente(s) no hay un declinar obvio en el contenido en Ag, pero hay indicación de que los teluros, especialmente los de Au, Ag y Hg, disminuyen con la distancia.

Tabla 7.2 Características del oro dentro de la cuenca de Quebrada Cambana

No. de muestra	UTM-X	UTM-Y	Ubicación	Tipo de depósito	Poblaciones de plata	Tipos de micro-inclusiones			
						Teluros	**Sulfuros**	**Silicatos**	**Otros**
CPA-68, CPA-69 CPA-70, CPA-71 CPA-72, CPA-73	74600	955180	Mina Campanillas	Fuente de oro en skarn Oro en cuarzo & carbonato clorita, en fracturas, en granate, en clinopx alterado y pirita; asociado con teluros	<2 % & 2-10 % (máx. 12%)	Telurobismutinita (Bi), tetradimita (Bi), altaíta (Pb) hessita (Ag), petzita (Au-Ag), krennerita/calaverita (Au), coloradoíta (Hg)	Pirita, calcopirita, galena	Cuarzo, feldespato-K, clinopiroxeno, granate	Óxidos de Fe calcita
PC-4	74415	955290	400 m río arriba del lugar PC-3 Valle profundo afloran gravas estratificadas 100 m bajo el lugar de muestreo	Gravas cantos interestratificadas con intercalaciones de granulados y lechos de grit arcilloso rico en OXFe pasando río arriba a grava clasto-portada no clasificada de bloques (<2 m)	<2 % & 2-10 %	Telurobismutinita (Bi), hessita (Ag), petzita (Au-Ag),	Pirrotina	Cuarzo, feldespato-K, clinopiroxeno, arcillas/micas	Óxidos de Fe calcita
					>15%	Hessita(Ag), tetradimita (Bi)	Galena, pirita, tetraedrita	Feldespato-K, clinopiroxeno	Calcita
PC-3	74405	955330	Trabajos cercanos al cruce de carreteras en el camino de acceso a la Mina Cambana	Sedimentos de bloques (< 1.5 m) con matriz de grit arcilloso No estratificados ni clasificados excepto por niveles de gravas y arenas con capas	<10 % & 10-15 %	Teluros de Bi	Pirita, pirrotina, calcopirita, galena	Cuarzo, feldespato-K, clinopiroxeno, granate, plagioclasa, arcillas/micas, apatita	Óxidos de Fe calcita
					>15%	Teluros de Bi	Pirita, pirrotina, calcopirita, galena	Cuarzo, feldespato-K, granate, plagioclasa, arcillas /micas, apatito	Óxidos de Fe calcita
PC-2	74355	955430	ca.150 m río abajo de la confluencia con la Qda. Fortuna Lugar en el lado E del canal	Niveles de arenas con gravas y cantos sobre bloques (<1 m; princip. <0.25 m). El lecho del lado W con sedimentos <2m de gruesos	<5 % & >5 %	Tetradimita (Bi)	Pirrotina, calcopirita	Cuarzo, feldespato-K, clinopiroxeno, granate, micas/arcillas, ap, sph	Óxidos de Fe
PC-1	74285	955495	ca. 50 m río abajo del puente de la carretera donde el valle abre 50 m. Situada en el E	Arenas/gravas ricas en cantos (grits arcillosos con OxFe) no clasificadas con bloques (1-5 m) Terraza expuesta/coluvión	<5%, 5-10% & 10-15%		Pirita, galena, calcopirita	Cuarzo, feldespato, clinopiroxeno, granate, micas/arcillas	Óxidos de Fe calcita

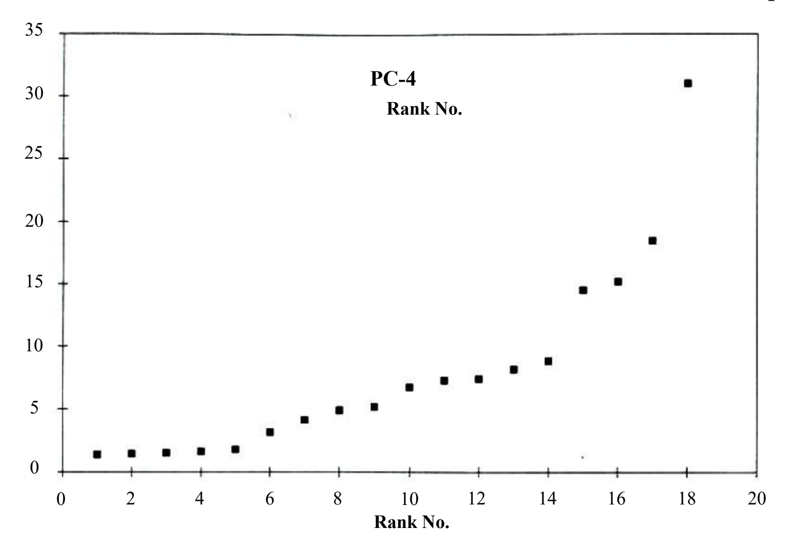


Figura 7.1 Curva acumulativa S de los contenidos de plata en oro aluvial de la muestra PC4, Quebrada Cambana

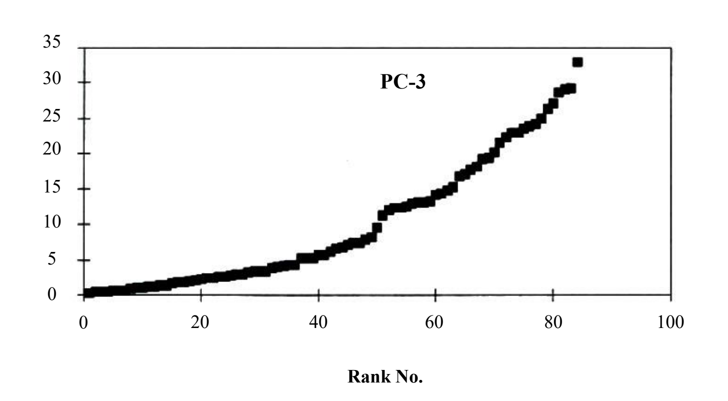


Figura 7.2 Curva acumulativa S de los contenidos de plata en oro aluvial de la muestra PC3, Quebrada Cambana

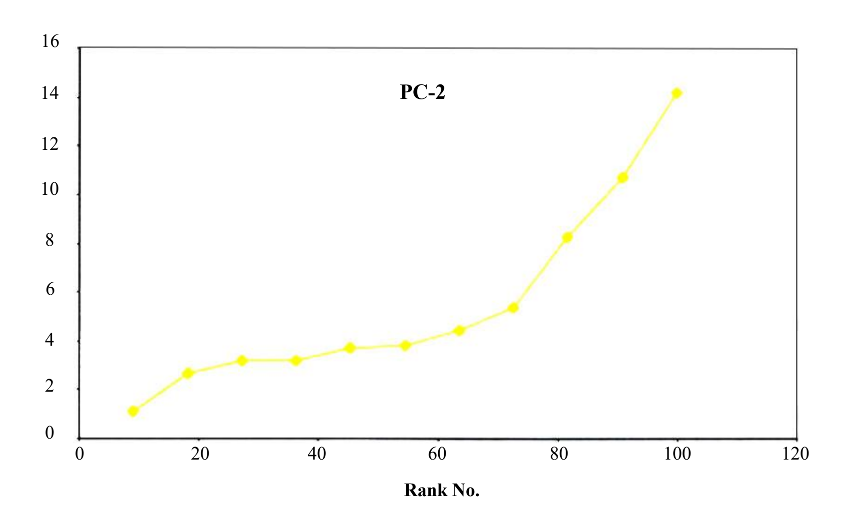


Figura 7.3 Curva acumulativa S de los contenidos de plata en oro aluvial de la muestra PC2, Quebrada Cambana

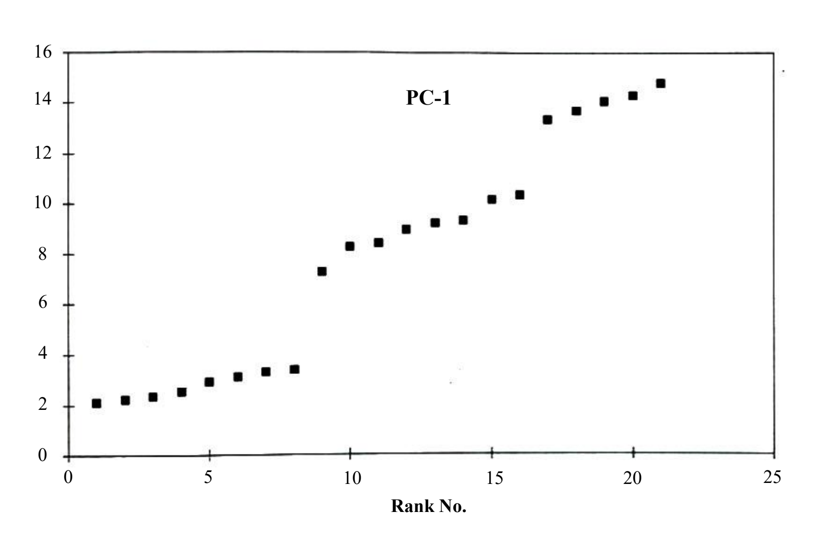


Figura 7.4 Curva acumulativa S de los contenidos de plata en oro aluvial de la muestra PC1, Quebrada Cambana

7.4.2.2 Discusión y conclusiones: Estadísticamente las muestras del aluvial próximo a la fuente podrían dar un rango representativo de atributos de oro para la mineralización aurífera epitermal alojada en skarn y por tanto caracterizar composicionalmente el estilo de la mineralización. El más amplio rango de contenidos de plata en los granos de oro refleja esto en algún grado (ej. el contenido de Ag del oro aluvial llega hasta 15% mientras que los contenidos de Ag del de roca dura son típicamente <10%; media 7%). Sin embargo, las muestras aluviales también indican que existe una población distinta de oro epitermal rico en Ag (ej. >15%) que está presente en algún grado en todas las muestras excepto en PC1 y PC2 (Fig. 7.7) que son las tomadas en los puntos más bajos de la cuenca. Esto sugiere que en la parte alta de la Qda. Cambana existe una entrada de oro rico en Ag de una fuente distinta. La Compañía Minera Mizaña (1990) ha indicado que las estructuras al NE fuera de la zona de mineralización de Campanillas contienen oro rico en Ag (electrum) asociado con mineralización de metales base (ver Sección 4.6). Se sospecha que este oro se origina en el sector Oeste de Campanillas (ej. parte Oeste de la falla N-S Campanillas) donde se han descubierto skarns de cobre pobres en Au. Las entradas de oro rico en Ag en la Quebrada Cambana desde el tributario que drena el Norte, podrían ser coherentes con una derivación de la mineralización del SW de Campanillas.

Las características más distintivas del oro alojado en skarn son el bajo contenido en Ag en combinación con la presencia de inclusiones de teluros de Bi y Ag, Au, granate y clinopiroxeno. Además, el estudio de las inclusiones en el oro del sector Nambija Norte muestra que las características distintivas del oro alojado en skarn persisten por al menos 4 km desde la fuente. Esto es muy alentador y muestra que las pequeñas inclusiones del oro, comúnmente de sólo unos micrones de tamaño, pueden dar una buena guía para la presencia de mineralización relacionada con skarn en el área fuente.

La población de oro rico en Ag de la corriente Cambana tiene algunas similitudes con el oro epi-mesotermal relacionado con pórfido del campo minero Gaby-Bella Rica (ver Volumen 4) que también contiene 15-40% de plata y tiene inclusiones de teluros de Bi y Ag y tetraedrita. La única diferencia apreciable es la presencia de inclusiones minerales de silicatos de skarn (granate y clinopiroxeno) y el patrón de la variación en el contenido de Ag dentro de las muestras de Cambana. También se pueden hacer comparaciones con el oro rico en Ag del área de Chinapintza. No obstante, no se sabe que el oro epitermal del campo minero Chinapintza contenga inclusiones de teluros. Existen indicaciones de mineralización de oro epitermal relacionado con fallas en el área Cumay que pueden relacionarse con esta firma de oro rico en Ag.

Los resultados geoquímicos confirman que hay un fuerte enriquecimiento de oro a expensas de la plata y los metales base (Au/Ag promedio 14/1) y, según los resultados de la Compañía Minera Mizaña (1990), un incremento de Cu, Zn y Na fuera de la zona mineralizada y una relación decreciente (promedio 2/1 a 1/2). Los informes de la Compañía Minera Mizaña (1990) también indican que las muestras tomadas en estructuras de rumbo NE, lejos del ambiente del depósito Campanillas, mostraron que la plata fue dominante sobre el oro (promedio Au/Ag de 1/11). Los valores de Ag están intensamente asociados con los sulfuros de metales base.

7.4.3 Lixiviación enzimática (Santa Bárbara)

7.4.3.1 Fundamentos: Las técnicas para extracción parcial o en una fase especifica de suelos y sedimentos ofrecen muchas ventajas potenciales sobre técnicas convencionales de análisis total. El proceso de Lixiviación enzimática (ej. Clark, 1993) es un método altamente selectivo para la disolución de los óxidos amorfos de Mn. Detalles de la química y aplicaciones prácticas de los análisis de Lixiviación enzimática como una herramienta en la exploración geoquímica han sido descritos en Volumen 1 (ver también Clark, 1995; Williams, 1999).

La mayor parte de los afloramientos en el prospecto de Santa Bárbara consiste en volcánicos basálticos de la Unidad Misahuallí, los cuales se hallan intruidos por una multitud de diques porfiríticos félsicos. Los diques (2-30 m de ancho) tienen direcciones predominantemente hacia el ESE y están considerados como apófisis de un cuerpo porfídico en profundidad.

El prospecto de Santa Bárbara fue identificado por anomalías geoquímicas de Cu-Au-As en sedimentos fluviales y suelos, considerados por TVX como la expresión en superficie de mineralización tipo pórfido sobre un área aproximada de 1 km^2. La mineralización de Cu ha sido observada en "stockworks" y en finas diseminaciones, las cuales están concentradas en las facies basálticas en las márgenes de los diques. Los diques no están mineralizados. Zonas de cizalla de bajo ángulo y brechas inclinadas hacia el Sur-Sudoeste y Sudeste están acompañadas por una intensa silicificación con localizada pirita y calcopirita, las cuales se piensa constituyen uno de los principales conductos para la mineralización.

7.4.3.2 Muestreo y análisis: Se recolectaron muestras de suelos a lo largo de dos líneas previamente confirmadas por TVX como interceptores de anomalías geoquímicas de (Cu-Au) (Fig 7.8). La línea 1 está orientada hacia el Sudoeste y se halla extendida por aproximadamente 3.3 km desde el origen en 764500-954650. La línea 2 está orientada hacia el Noreste, tiene una extensión de 2.4 km, biseca a la línea 1 a 90° y en el origen tiene las coordenadas: 746700-954460. Los intervalos de muestreo fueron a 200 m en los extremos del área y luego se incrementaron a 100 metros en el área de anomalías de suelos definida por TVX.

Submuestras de 1 g (peso en seco) fueron enviadas a los laboratorios de Actlabs Ltd., en Ontario de acuerdo al procedimiento de lixiviación enzimática por Clark (1993). Los siguientes elementos fueron analizados: Li, Be, Cl, Sc, Ti, V, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ru, Pd, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, I, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Re, Os, Pt, Au, Hg, Tl, Pb, Bi, Th, U por ICP-MS. Datos para Li, Be, Cl, Sc, Ti y Hg son semicuantitativos debido a las altas concentraciones que presentan en la lixiviación (notable en Cl), o a la baja precisión del método analítico usado (notable en Hg).

7.4.3.3 Resultados

7.4.3.3.1 Covariación de inter-elementos en la base de datos de análisis de lixiviación: De los 60 elementos de lixiviación enzimática, 26 elementos (Be, Sc, Ti, Ga, Ge, Se, Nb, Ru, Pd, Ag, In, Sn, Te, Tb, Ho, Tm, Lu, Hf, Ta, W, Os, Pt, Hg, Bi, Th, U) ocurren en concentraciones muy bajas para facilitar la identificación de los patrones espaciales sobre el prospecto de Santa Bárbara. Correlaciones de los análisis en los restantes elementos se realizó utilizando como una única línea de base la correlación de Pearson "R". Estadísticamente significa una covariación entre elementos ($R>0.4$) la cual ocurre en las dos líneas.

Los índices de correlación resaltan poco los pares de elementos, los cuales son significativamente covariantes en las dos líneas muestreadas. Excepciones incluyen Cu vs Ni (0.5 y 0.52), Ni vs Co (0.75 y 0.65), Br vs Zr (0.57 y 0.41), y Co vs Au (0.57 y 0.46). Correlaciones adicionales consideran la delineación de la mineralización incluido Cl vs I (línea 1), Cu vs Au (línea 1), Cu vs Br (negativo, línea 1), e I vs Mo (negativo, línea 1). Varias correlaciones aparentemente significativas, determinadas por el grupo de datos de la línea 2 son perjudiciales por su agudo enriquecimiento de Mn, As, Sr, Mo, Cd, Sb y de Tierras Raras en una o dos muestras 24 y 25 en el extremo sur de la línea.

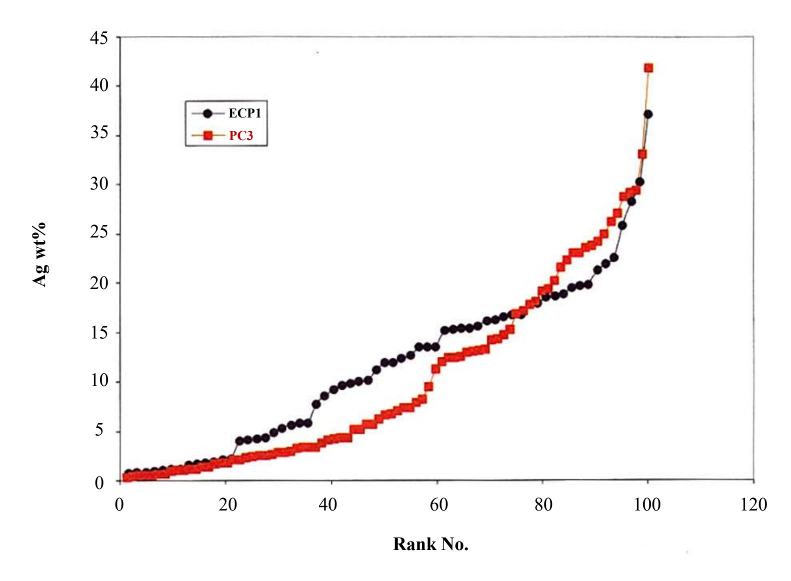


Figura 7.5 Curva acumulativa S de los contenidos de plata en oro aluvial de la muestra ECP1, Quebrada Cambana

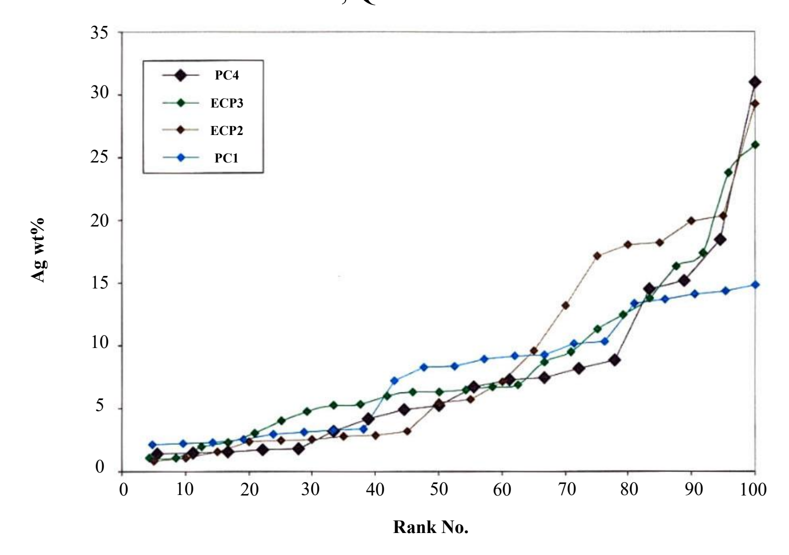


Figura 7.6 Curva acumulativa S de los contenidos de plata en oro aluvial de las muestras ECP2 y ECP3, Quebrada Cambana

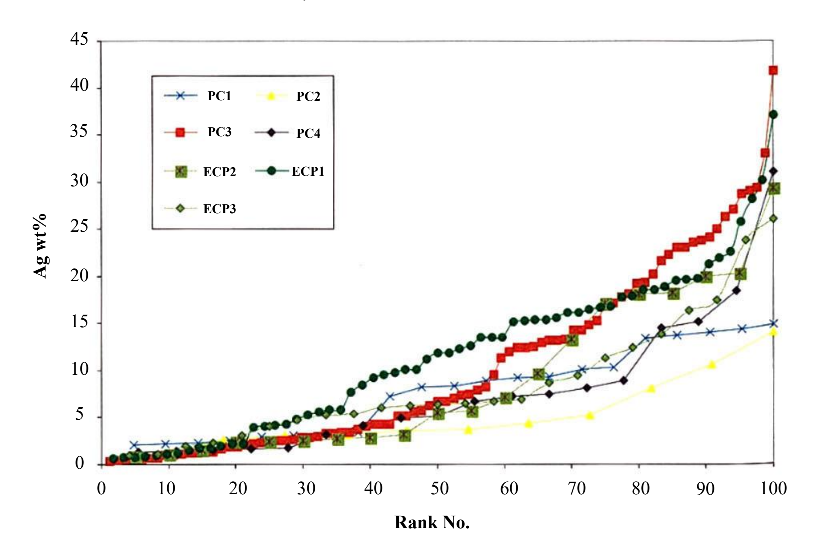


Figura 7.7 Curva acumulativa S de los contenidos de plata en todas las muestras de oro aluvial recolectadas de la quebrada Cambana

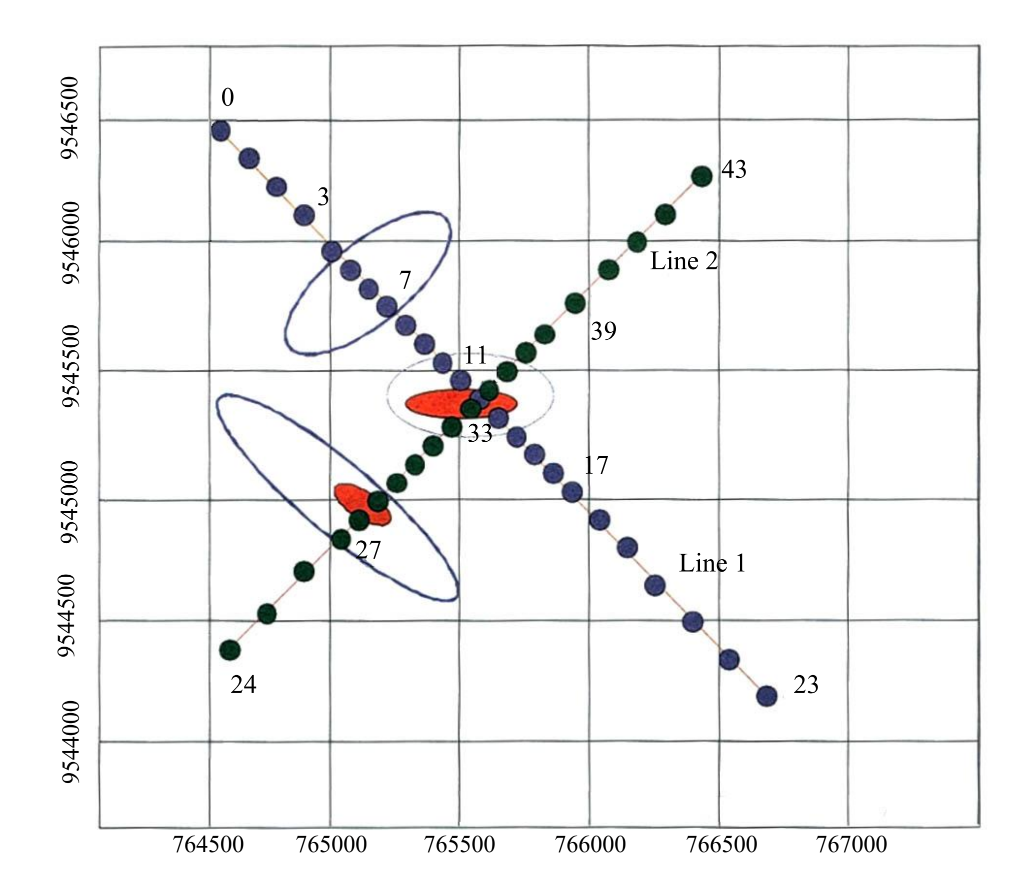


Figura 7.8 Anomalías aproximadas de cobre en suelos definidos por TVX sobre el prospecto Santa Bárbara (azul > 250mg/kg; rojo > 1000 mg/kg). Posiciones de las líneas de muestreo utilizados en el estudio de EL también están indicados

7.4.3.4 Respuesta a la mineralización

7.4.3.4.1 Anomalías apicales: La respuesta a la mineralización en Santa Bárbara es evidente con respecto a Cu, Mo, Ni, As, Au y principalmente con Zn. Fuertes anomalías de Cu, coinciden con aquellas identificadas anteriormente en el análisis convencional de suelos (Fig. 7.8), las cuales ocurren en dos localidades en la línea 1 (Fig. 7.9), la primera está cercana a la bisección de >250 mg/kg de los contornos de Cu (estaciones 4 y 5, reacción a lixiviación enzimática de 5x fondo) y la segunda en la intersección de la más intensa anomalía de suelos (ca. 1500 mg/kg Cu) entre las estaciones 9 y 14 (los valores de Cu por lixiviación enzimática de 309-523 mg/kg; 6-10 x fondo). La última localidad es también bisecada por la línea 2 (estación 32-36) la cual proporciona una máxima respuesta de 60x fondo (Fig. 7.10).

Similares anomalías apicales ocurren en los perfiles para Ni en las dos líneas (Figs. 7.11 y 7.12), está mejor ejemplificada por un enriquecimiento de 10x fondo en las estaciones 4-5 en la línea 1. Molibdeno produce parecidos picos que los desplegados por Cu entre las estaciones 8 y 13 en la línea 1 con una concentración de 9 mg/kg correspondiendo 10x fondo. Una pronunciada anomalía de As (10x fondo) en esta línea es más delgada entre las estaciones 9 y 11.

Anomalías de lixiviación enzimática para Au están registradas en la zona de enriquecimiento de Cu (Figs. 7.12 y 7.13) en las dos líneas. En la línea 1, valores de Au se encuentran en la estación 5 de hasta 5x fondo con más anomalías intensas de 100x fondo (9.6 mg/kg) en la estación 13. Una extensión oeste de esta última característica está indicada por valores de Au hasta 170x fondo en la estación 33 en la línea 2.

7.4.3.4.2 Anomalías de oxidación: Halos alrededor del objetivo central de Cu-Au de Santa Bárbara, casi ciertamente constituyen anomalías de lixiviación enzimática tipo oxidación (Clark, 1995). Son fuertemente evidentes con respecto a I, y menos extendidas con respecto a Cl, Br, y Pb. La opuesta relación de I y Cu es demostrada en las figuras 7.9 y 7.10, en las cuales el máximo de Cu ocupa profundos canales en los perfiles de I, centrados en las estaciones 9-10 en la línea 1 y 31-32 en la línea 2. Valores de I en estas centrales “bajas” son factores de 10 y 20 respectivamente bajos que aquellos en los picos cercados. Pb a pesar de su capacidad para formar complejos de cloro volátiles, no es observado continuamente en las anomalías de oxidación. En Santa Bárbara en la línea 1, características negativas de Pb hacen sin embargo predominar en conjunción con anomalías de Cu en las estaciones 4-5 y 9-12 mientras en la línea 2 anomalías del tipo ‘orejas de conejo’ para Pb ocupan posiciones periféricas en los extremos de la línea. La incorporación de Zr en el conjunto de oxidación está indicada por un sistema de correlación con Br. Clark (1995) ha notado la predisposición para la movilización de Zr en complejos de Cloro (o en otros haluros).

7.4.3.5 Sumario y conclusiones

7.4.3.5.1 Utilidad de los métodos de lixiviación enzimática para la delineación de la mineralización de pórfidos de Cu: La base de datos EL producida para el pórfido de Santa Bárbara coincide con un estudio análogo del depósito de Chaucha de Cu-Mo en el Distrito de Azuay (Williams, 1999), los dos estudios confirman la capacidad de elucidar mineralización de este tipo. En este estudio, 10 elementos en el conjunto de datos de lixiviación enzimática han proporcionado una respuesta inequívoca a la mineralización (Cu, Mo, As, Ni, Au, Zn, I, Br, Cl, Pb) de los cuales seis son característicos por su tendencia a producir anomalías apicales.

7.4.3.5.2 Comparación con datos de análisis convencionales geoquímicos de suelos: Una impresionante característica para esta base de datos en Santa Bárbara es la cercana relación de los patrones de lixiviación enzimática y las anomalías provenientes de análisis convencionales para suelos para los elementos primarios económicos, Cu y Au. Con respecto a Cu, el coeficiente de la correlación de Pearson de >0.7 ha sido calculado para datos logarítmicamente normalizados derivados de los análisis de lixiviación enzimática y análisis convencionales de muestras de suelos tomadas por TVX. Mientras datos comparativos de análisis totales de Au para suelos definidos por TVX correlacionan cercanamente con Cu. Esto también está reflejado en la base de datos de lixiviación enzimática, la cual proporciona una máxima en las dos líneas muestreadas en Santa Bárbara con una zona caracterizada por los valores totales de Cu mayores a 1000 mg/kg.

7.4.3.5.3 Ventajas potenciales de lixiviación enzimática: En común en todos los prospectos de Au y metales base en Ecuador previamente investigados usando técnicas de lixiviación enzimática, la generación de fuertes anomalías de oxidación alrededor del cuerpo mineral. En Santa Bárbara se testifica las ventajas de la lixiviación enzimática sobre otras técnicas geoquímicas convencionales en el ambiente de los Andes, i.e. la habilidad de elucidar mineralización usando elementos guías, los cuales no están estrictamente derivados del cuerpo mineral. En adición a los halógenos, la oxidación en Santa Bárbara incorpora Pb, Zr indocumentados en estudios de lixiviación enzimática tomados en Ecuador.

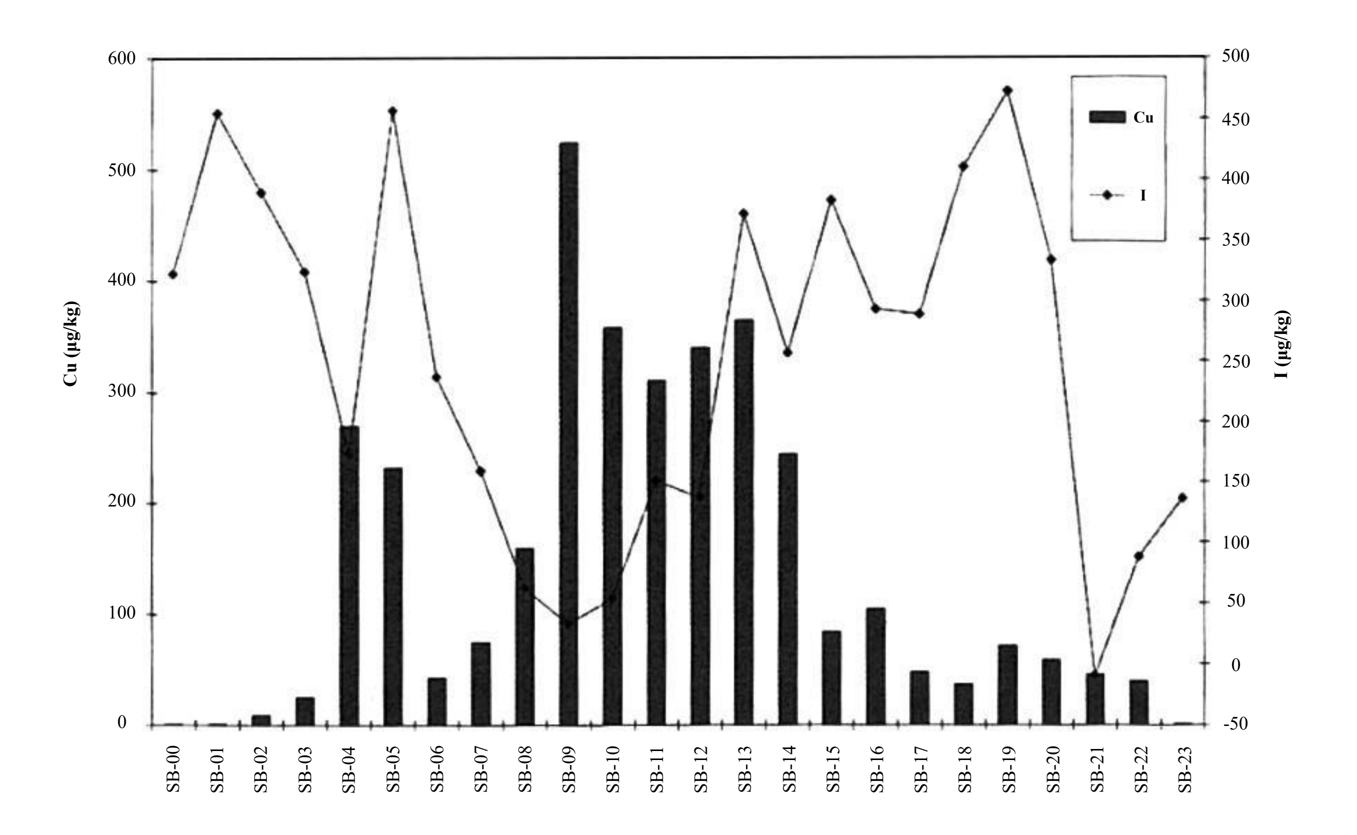


Figura 7.9 Resultados extraíbles de Lixiviación Enzimática para Cu (barras en negro) y I (línea negra) a lo largo línea 1 (unidades µg/kg). Prospecto Santa Bárbara

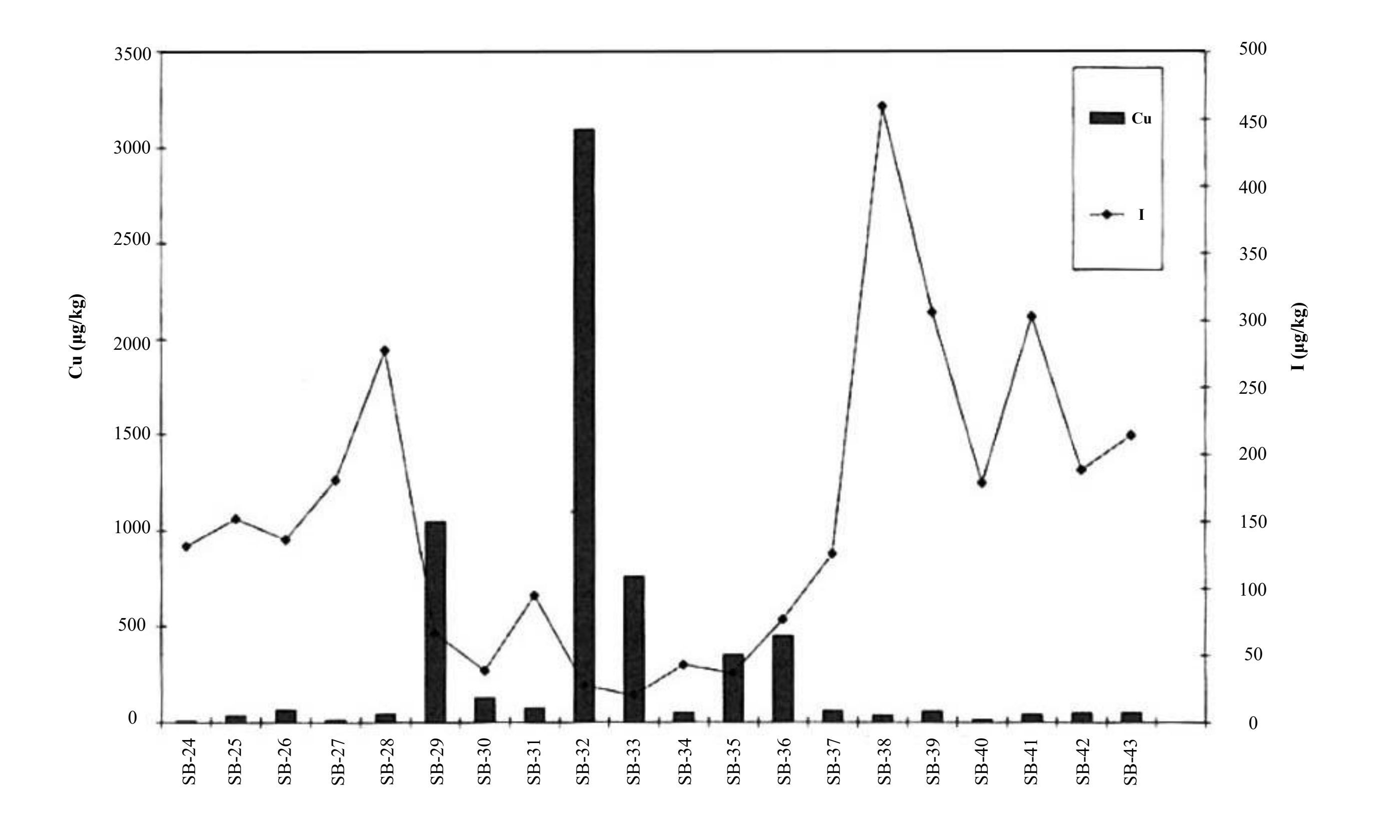


Figura 7.10 Resultados extraíbles de Lixiviación Enzimática para Cu (barras en negro) y I (línea negra) a lo largo línea 2 (unidades µg/kg). Prospecto Santa Bárbara

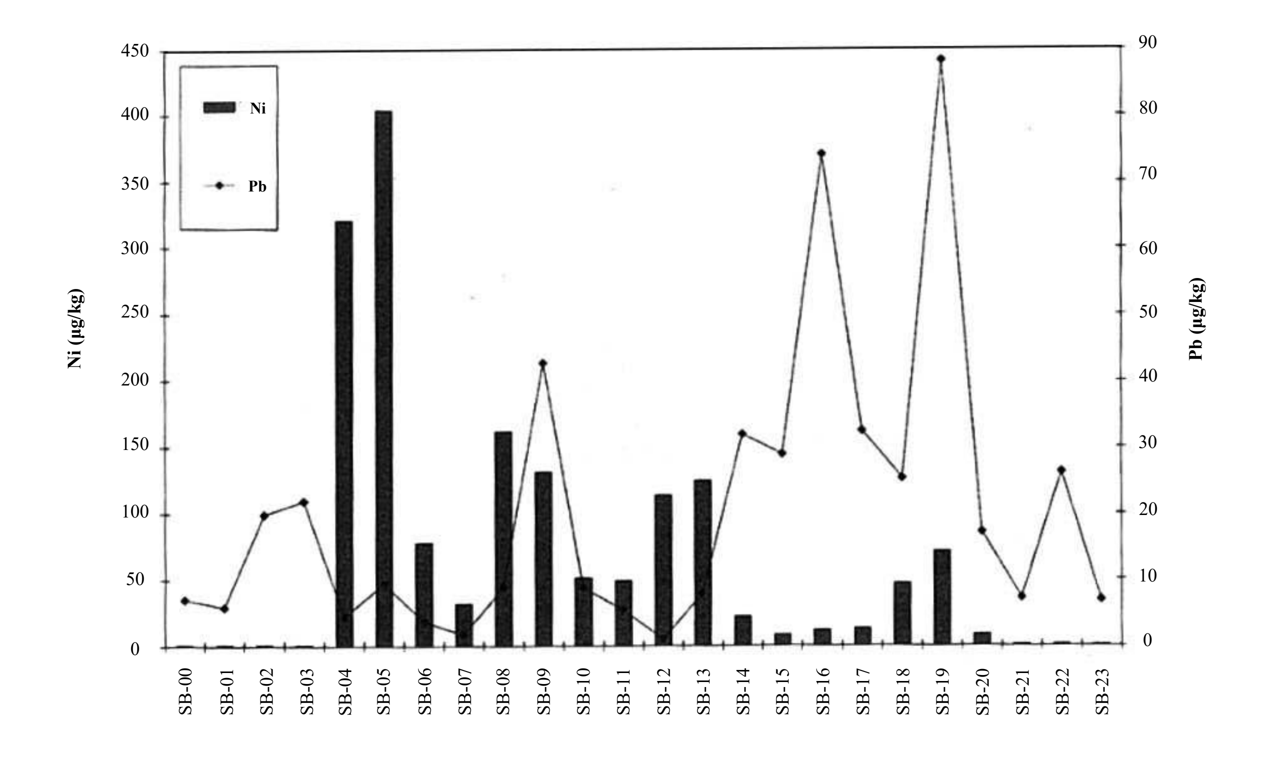


Figura 7.11 Resultados extraíbles de Lixiviación Enzimática para Ni (barras en negro) y Pb (línea negra) a lo largo línea 1 (unidades µg/kg). Prospecto Santa Bárbara

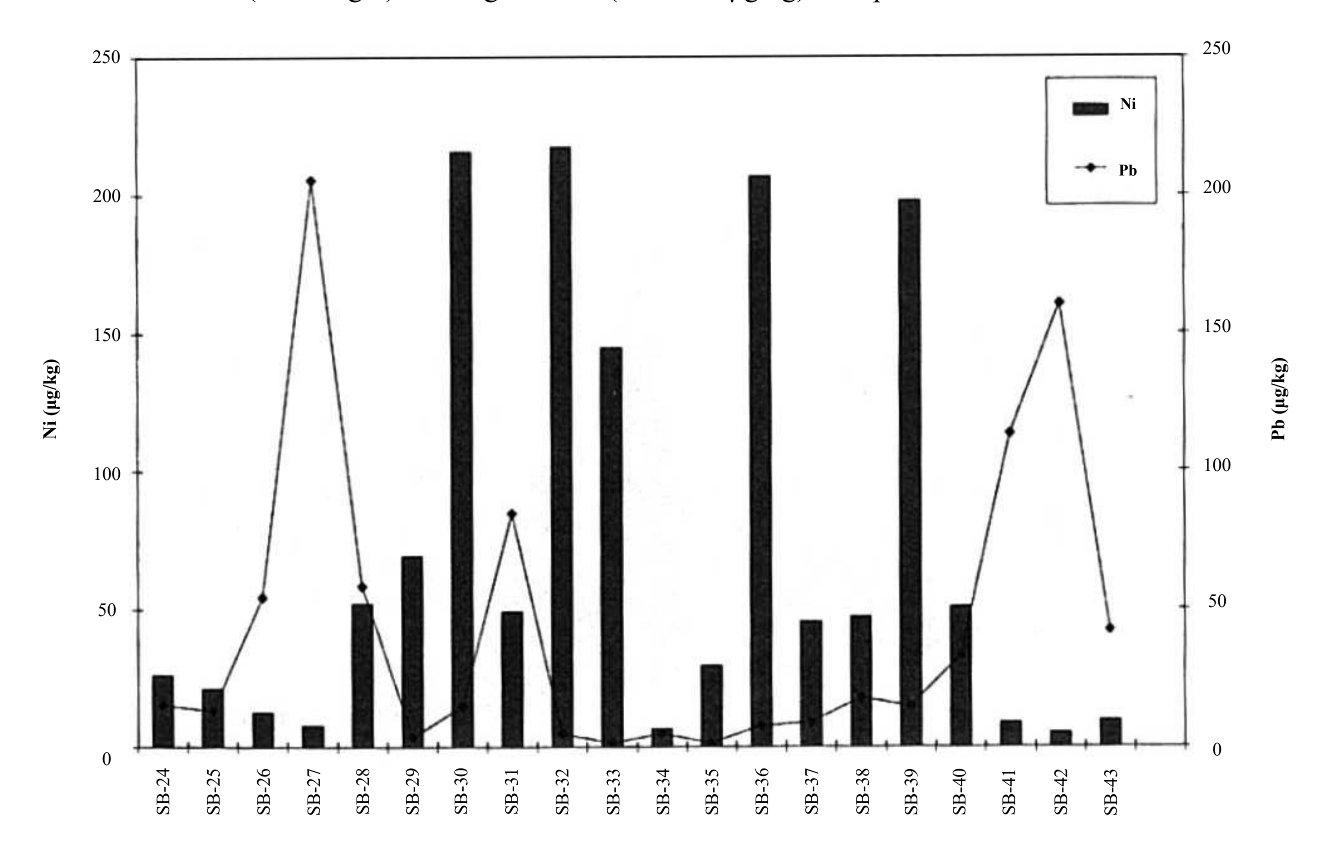


Figura 7.12 Resultados extraíbles de Lixiviación Enzimática para Ni (barras en negro) y Pb (línea negra) a lo largo línea 2 (unidades µg/kg). Prospecto Santa Bárbara

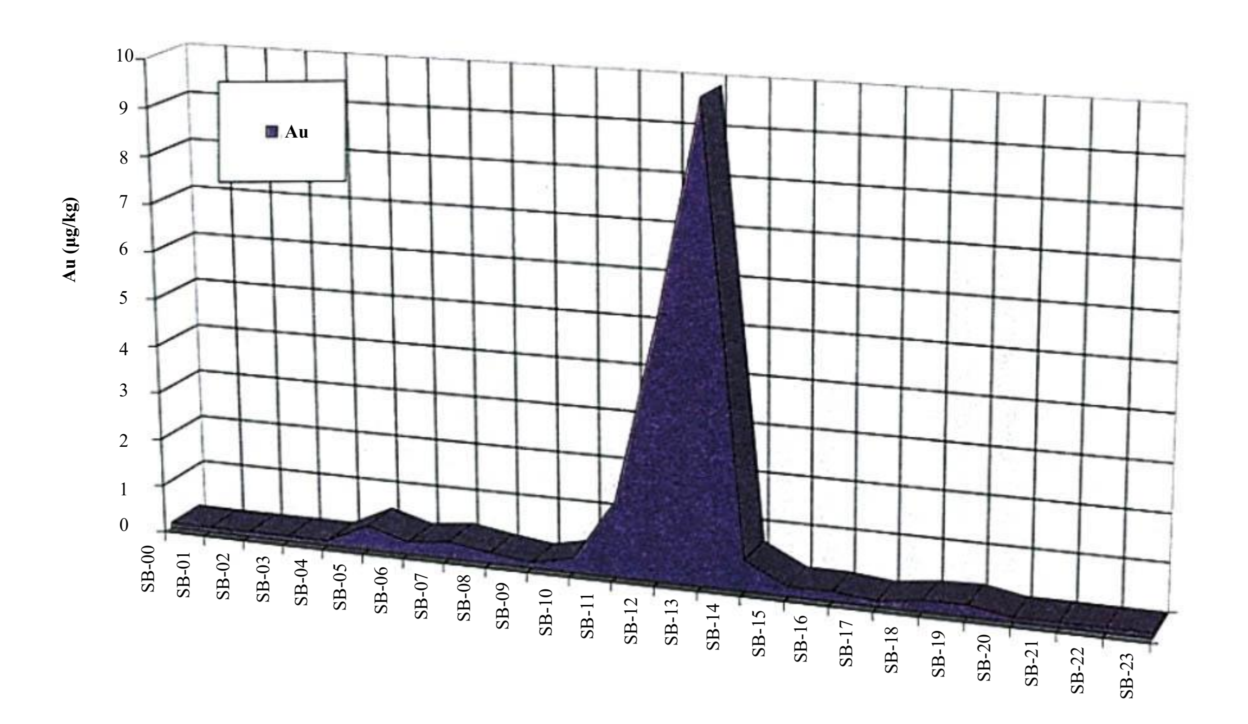


Figura 7.13 Resultados extraíbles de Lixiviación Enzimática para Au (µg/kg) a lo largo línea 1. Prospecto Santa Bárbara

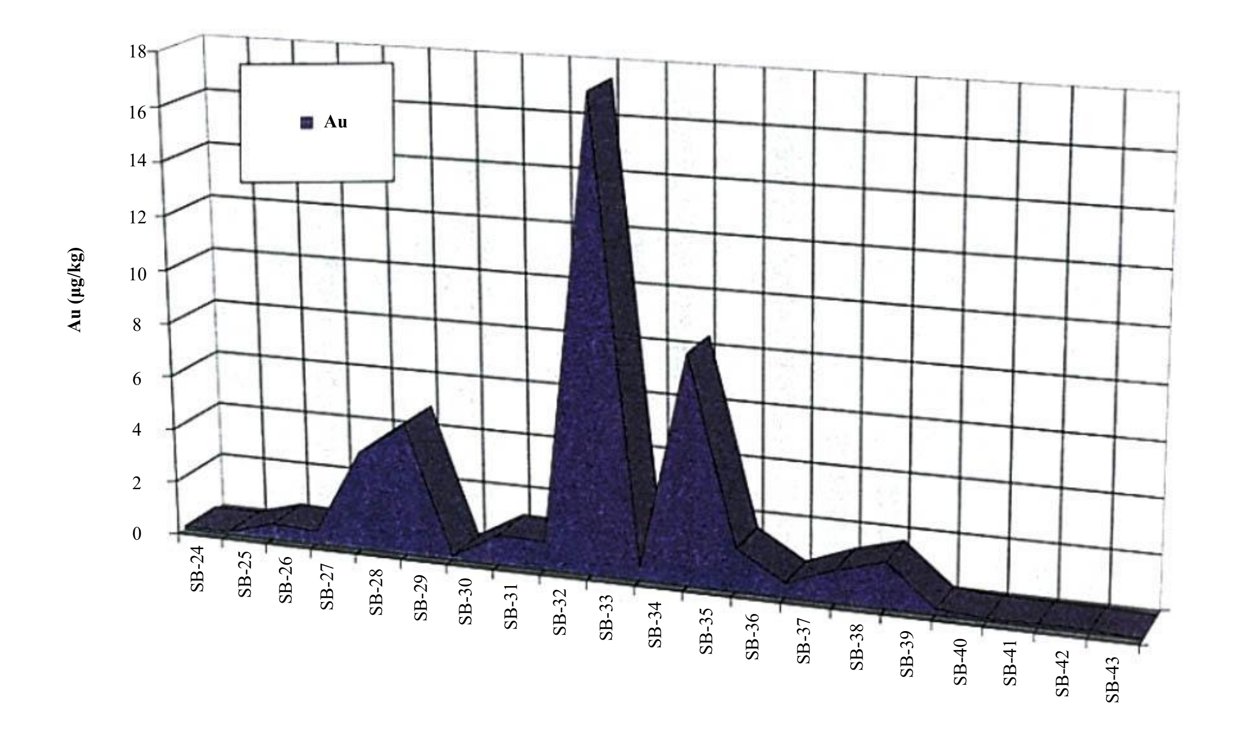


Figura 7.14 Resultados extraíbles de Lixiviación Enzimática para Au (µg/kg) a lo largo línea 2. Prospecto Santa Bárbara

La selección de Santa Bárbara como un caso de estudio con Lixiviación enzimática en el Subcomponente 3.5 de PRODEMINCA, se basó en la información previamente indicada sobre la mineralización de pórfidos sobreyacidos por una potente cobertura volcánica. Las observaciones realizadas durante el curso del muestreo sugieren que este no es el caso, considerando que las anomalías de oxidación de este tipo probablemente no toman en cuenta la profundidad de la mineralización. Ellas pueden formar un mecanismo importante para la definición de objetivos en ambientes caracterizados por grandes secuencias de cobertura.

Una comparación de picos en multi-elementos con las razones del fondo generados por Lixiviación enzimática y los métodos convencionales analíticos para suelos no es posible, debido a la escasez de datos totales para suelos. Sin embargo, está claro que los datos de lixiviación enzimática para elementos como Cu y Au producen anomalías con alto contraste sobre la mineralización (máx. 10x y 170x fondo respectivamente) y pueden potencialmente ser más sensibles que las técnicas en las cuales se supone una íntegra disolución de la matriz.

En el caso de Au, la presencia de concentraciones de lixiviación enzimática de 17.4 mg/kg en Santa Bárbara provee una importante adición a la evidencia obtenida de los estudios en El Mozo, Llano Largo y Chaucha (Williams, 1998; Williams y Gunn, 1999, Williams, 1999) con respecto a la presencia de fases secundarias de oro en regolitos. Este estudio tiene en común con anteriores investigaciones, el carácter apical de las anomalías de Au y la correlación inversa con los halógenos. La migración y precipitación en óxidos amorfos de Mn seguida de la formación de complejos volátiles como $AuCl_2$ no es entonces una explicación aceptable. Santa Bárbara es sin embargo distinta y en la que los suelos no son predominantemente inundados o tienen altos componentes orgánicos (turba). Entonces esto es diferente a la formación de complejos húmicos de Au, o de otros complejos específicos ligados con la turba. Bowell et al., (1993) ha mostrado complejos fúlvicos de Au que son comunes en los suelos de bosques húmedos. En el ambiente de Santa Bárbara, dichas fases podrían actuar como catalizadores para Au, subsecuentemente precipitan óxidos amorfos de Mn o ellos pueden estar sujetos a la disolución en presencia de baja molaridad H_2O_2 durante los procesos de Lixiviación enzimática

7.5 Integración y análisis de multi-bases de datos

La creciente disponibilidad de datos geocientíficos en forma digital y la introducción de SIG en las últimas dos décadas han provisto de una poderosa herramienta para la exploración mineral, particularmente para la identificación y categorización de áreas meritorias para explorar. Un SIG proporciona un eficiente acceso, visualización y el análisis de los datos espaciales de exploración de diversos tipos. Cuando están respaldados por profundos fundamentos genéticos o descriptivos de modelos de depósitos, estos sistemas pueden ser utilizados para evaluar el potencial mineral de un área. Al distrito Zamora actualmente le falta la cobertera aeromagnética y datos regionales geoquímicos de sedimentos fluviales de densidad moderada, recientemente adquirido para la Cordillera Occidental bajo el proyecto PRODEMINCA Subcomponente 3.4. También le falta mapas geológicos adecuados a una escala apropiada. Esto es evidente en la recopilación llevada a cabo durante esta evaluación de los campos mineros de Nambija y Pachicutza, usando información proporcionada por las compañías mineras y de exploración.

Esta evaluación sobre todo ha demostrado la importancia de los controles estructurales y el uso de sensores remotos para identificar objetivos potenciales dentro del Distrito Zamora.

AGRADECIMIENTOS

El trabajo descrito en este informe no habría sido posible sin la generosa ayuda y colaboración de varias compañías mineras y de exploración nacionales e internacionales, incluyendo Benar Minerals, Billiton Ecuador B.V., Canuc-Andos, Cia. Minera Sultana del Cóndor, Cominzasa S.A., Concumay (Zamora Gold Corporation), Condor Mine S.A. - TVX, Ecuanor, Goldfields Ecuador Ltd., Minera Australiana, Minera Gribipe, Minga and Placer Dome Exploration Inc.

Agradecimientos también a las varias Cooperativas y Sociedades en los campos mineros de Nambija y Chinapintza por permitir el acceso.

Este estudio fue realizado con la colaboración de CODIGEM (hoy DINAGE) y la asistencia de los Ings. Luis Mosquera, Carlos Ortiz, Nancy Inca (mineralogía), Aracely Lima (informática) y la Geóloga Yaira Vera, que es sinceramente reconocida, También se agradece la contribución de los consultores nacionales de corto plazo Ings. Bernardo Beate, José Gilces y Bayardo Rosero.

Un importante apoyo para el proyecto fue realizado por el consultor internacional Dr. Richard Jemielita y el personal del BGS, Dr's. Mike Styles (mineralogía), Martín Williams (geoquímica), Anthony Dennis (análisis espectral del PIMA), Eugene O'Connor (procesado de imágenes de satélite), Sra. Gaynor Collins (diseño de la base de datos) y Russell Lawley (instalación del SIG).

La ayuda en la traducción de este informe de la Ing. Alina Gaibor y de la Srta. Fabi Alcocer es también muy apreciada.

Ajedrez Estudio Gráfico diagramó los documentos, que han sido revisados varias veces por sus autores principales: Peter Pittfield y Emilio González (BGS), y por Luis Mosquera (DINAGE), Raúl Núñez y Antonio Bermeo (UCP-PRODEMINCA).

REFERENCIAS

Aguirre, L. & Atherton, M.P. (1987). Low-grade metamorphism and geotectonic setting of the Macuchi Formation, Western Cordillera of Ecuador. *Journal of Metamorphic Geology*, 5, 473–494. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1987.tb00397.x

Atkinson, W.W., Jr. & Einaudi, M.T. (1978). Skarn formation and mineralization in the Contact Aureole at Carr Fork, Bingham, Utah. *Economic Geology*, 73, 1326–1365. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.73.7.1326

Arribas, A., Jr. (1995). Characteristics of high-sulphidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluids. In J.F.H. Thompson (Ed.), *Magmas, Fluids and Ore Deposits: Mineralogical Association of Canada Short Course Vol. 23*, 419–454.

Aspden, J.A. & McCourt, W.J. (1986). Mesozoic oceanic terrane in the central Andes of Colombia. *Geology*, 14(5), 415–418.

Baldock, J.W. (1982). Geología del Ecuador. *Boletín de la Explicación del Mapa Geológico (1:1,000,000) de la República del Ecuador*. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Quito, 54 p.

Bankwill, H.R., Paredes, F.I. & Almeida, J.P. (1991). Relations of intra-crustal delamination, stratigraphy and oil prospectivity, Oriente basin, Ecuador. *Petromine International*, Quito, No. 4, 7–24.

Barr, D.A., Fox, P.E., Northcote, K.E. & Preto, V.A. (1976). The alkaline suite porphyry deposits; a summary. In *Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera*, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, 359–367.

Bean, R.E. & Titley, S.R. (1981). Porphyry copper deposits. Part II. Hydrothermal alteration and mineralization. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, 235–263.

Beane, R.E. (1994). A graphic view of hydrothermal mineral stabilities. In D.R. Lentz (Ed.), *Alteration and Alteration Processes Associated with Ore-Forming Systems: Geological Association of Canada Short Course Notes*, 11, 1–30.

Beddoe-Stephens, B. (1989). Mineralogical examination and analysis of samples from Ecuador. *British Geological Survey Mineralogy and Petrology Report No. WG/89/1R*, 33 pp.

Bowell, R.J., Gize, A.P. & Foster, R.P. (1993). The role of fulvic acid in the supergene migration of Au in tropical rainforest soils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(17), 4179–4190.

Buchanan, L.J. (1981). Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest. In: W.R. Dickinson & W.D. Payne (eds.), *Relations of Tectonics to Ore Deposits in the Southern Cordillera*. Arizona Geological Society Digest, 14, 237–262.

Clark, J.R. (1993). Enzyme-induced leaching of B-horizon soils for mineral exploration in areas of glacial overburden. *Transactions of the Institute of Mining and Metallurgy*, 102, B19–B29.

Clark, J.R. (1995). Concepts and models for the interpretation of enzyme leach data for mineral and petroleum exploration. In: Enzyme Leach: Model, Sampling Protocol and Case Histories. Activation Laboratories, Ontario.

Clarke, M.C.G. (1989). Contribution to the understanding of the mineral potential of the southern Ecuadorian Andes. *British Geological Survey Technical Report WC/89/12R*, 49 pp.

Cobbing, E.J., Pitcher, W.S., Wilson, J.J., Baldock, J.W., Taylor, W.P., McCourt, W. & Snelling, N.J. (1981). The geology of the Western Cordillera of northern Perú. *Institute of Geological Sciences, Overseas Memoir 5*, 143 p.

Compañía Minera Mizana S.A. (1990). Área "Campanillas": Exploración de Minerales Primarios. Informe técnico de avance para la Compañía Agro-Minera Flor de Los Andes S.A.

Coochey, D.V. (1991). The Pachicutza CEM (Compañía de Economía Mixta) Joint Venture, Zamora: Resume and compilation of results. Unpublished report, Prominex U.K.

Cox, D.P. (1986a). Descriptive model of porphyry Cu-Au (model 20c). In: D.P. Cox & D.A. Singer (eds.), *Mineral Deposit Models: United States Geological Survey Bulletin*, 1693, 110–114.

Cox, D.P. (1986b). Descriptive model of porphyry Cu-Mo (model 21a). In: D.P. Cox & D.A. Singer (eds.), *Mineral Deposit Models*. United States Geological Survey Bulletin, 1693, 115–119. https://doi.org/10.3133/b1693

Cox, D.P. & Singer, D.A. (eds.) (1986). *Mineral Deposit Models*. United States Geological Survey Bulletin, 1693, 379 p. https://doi.org/10.3133/b1693

Dávila, O. (1997). Exploración Geológica de la Minas de Nambija, Fase Preliminar (Proyecto Nambija). Unpub. Rep. for Canuc Resources Corp. and Minera Andes Dorados S.A.

Einaudi, M.T., Meinert, L.D., & Newberry, R.J. (1981). Skarn Deposits. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, 745–754.

Einaudi, A.D. (1982a). Description of skarns associated with porphyry copper plutons, southwestern North America. In: Titley, S.R. (ed.), *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits, Southwestern North America*. University of Arizona Press, 139–184.

Einaudi, A.D. (1982b). General features and origin of skarns associated with porphyry copper plutons, southwestern North America. In: Titley, S.R. (ed.), *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits, Southwestern North America*. University of Arizona Press, 185–210.

Ettlinger, A.D., Meinert, L.D. & Ray, G.E. (1992). Gold skarn mineralization and fluid evolution in the Nickel Plate deposit, Hedley District, British Columbia. *Economic Geology*, 87, 1541–1565. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.87.6.1541

Ettlinger, A.D., Albers, D., Fredericks, R. & Urbisinov, S. (1996). The Butte Highlands project, Silver Bow County, Montana: an olivine-rich magnesian gold skarn. In: Coyner, A.R. & Fahey, P.L. (eds.), *Geology and Ore Deposits of the American Cordillera*. Geol. Soc. Nevada, Reno/Sparks 2, 1019–1033.

Ewers, G.R. & Sun, S.S. (1988). Genesis of the Red Dome deposit, northeast Queensland. *Bicentennial Gold 88*, Proceedings 2, 110–115, Melbourne, Australia.

Fortey, N.J. (1990). Petrographic data and course notes for the Cordillera Real Project, Ecuador. *British Geological Survey Technical Report*, No WG/90/14/R, 67 pp.

Gemuts, I., López, G. & Jiménez, F. (1992). Gold Deposits of Southern Ecuador. *SEG Discovery*, 11, 1–16. https://doi.org/10.5382/SEGnews.1992-11.fea

Goossens, P.J. (1972). Metallogeny in Ecuadorian Andes. *Economic Geology*, 67, 458–468. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.67.4.458

Grant, J.A. (1986). The isocon diagram – a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, 81, 1976–1982. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.81.8.1976

Gustafson, L.B. & Hunt, J.P. (1975). The Porphyry Copper Deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, 70, 857–912. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.5.857

Hammarstrom, J.M. (1992). Mineralogy and chemistry of gold-associated skarn from Nambija, Zamora Province, Ecuador: A reconnaissance study. In: *Advances related to U.S. and International Mineral Resources*, Chp K, 107–118.

Harris, N.B. & Einaudi, M.T. (1982). Skarn deposits in the Yerington District, Nevada: Metasomatic skarn evolution near Ludwig. *Economic Geology*, 77, 877–898. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.4.877

Hastings, J.S. & Harrold, J.L. (1988). Geology of the Beal gold deposit, Geran Gulch, Montana. In: R.W. Schafer, J.J. Cooper & P.G. Vikre (eds.), *Bulk Mineable Precious Metal Deposits of the Western United States*. Geol. Soc. Nevada, Reno, 207–220.

Heald, P., Foley, N.K. & Hayba, D.O. (1987). Comparative Anatomy of Volcanic-Hosted Epithermal Deposits: Acid-Sulfate and Adularia-Sericite. *Economic Geology*, 82, 1–26. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.1.1

Hedenquist, J.W., Izawa, W., Arribas, A. Jr. & White, N.C. (1996). Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. *Resource Geology Special Publication Number 1*, Society of Resource Geology, Tokyo.

Henley, R.W. (1991). Epithermal gold deposits in volcanic terranes. In: R.P. Foster (ed.), *Gold Metallogeny and Exploration*. Blackie and Son, Glasgow, U.K., 133–164.

Hickey, R.J. (1990). The Geology of the Buckhorn Mountain Gold Skarn, Okanogan County, Washington. M.S. thesis, Washington State University, Pullman, Washington.

Hickey, R.J. (1992). The Buckhorn Mountain (Crown Jewel) gold skarn deposit, Okanogan County, Washington. *Economic Geology*, 87, 125–141. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.87.1.125

Jemielita, R.A. & Bolaños, J. (1993). Mineralization, mineral potential and metallogenesis of the Cordillera Real of Ecuador. Open-file report of the British Geological Survey, Keyworth (in English) and of CODIGEM, Quito (in Spanish), 121pp.

Kellaway, W.F. & Dávila, F. (1994). Sumario Técnico del Proyecto Nambija. Unpubl. Rep. Goldfields Ecuador Ltd.

Kwak, T.A.P. (1994). Hydrothermal alteration in carbonate-replacement deposits; ore skarns and distal equivalents. In: Lentz, D.R. (ed.), Alteration and Alteration Processes associated with Ore-forming Systems. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 11, 381–402.

Lang, J.R., Stanley, C.R., Holbeck, P.M. & Blower, S. (1993). New observations in the Copper Mountain alkalic porphyry Cu-Au district, southern British Columbia (abstr.): Program with Abstracts - Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada; Canadian Geophysical Union Joint Annual Meeting, 19, p. 1.

Litherland, M. & Aspden, J.A. (1992). Terrane-boundary reactivation: A control on the evolution of the Northern Andes. Journal of South American Earth Sciences, 5, 71–76.

Litherland, M., Aspden, J.A. & Jemielita, R.A. (1994). The metamorphic belts of Ecuador. British Geological Survey Overseas Memoir 11, 147p.

Litherland, M., Fortey, N. & Beddoe-Stephens, B. (1992b). Newly discovered Jurassic skarnfields in the Ecuadorian Andes. Journal of South American Earth Sciences, 6, 67–75.

Lowell, J.D. (1974). Regional characteristics of Porphyry Copper Deposits of the Southwest. Economic Geology, 69, 601–617.

Lowell, J.D. & Guilbert, J.M. (1970). Lateral and Vertical Alteration-Mineralization Zoning in Porphyry Ore Deposits. Economic Geology, 65, 373–408.

MacLean, W.H. & Barrett, T.J. (1993). Lithogeochemical techniques using immobile elements. Journal of Geochemical Exploration, 48, 109–133.

MacLean, W.H. & Kranidiotis, P. (1987). Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration, Phelps Dodge massive sulphide deposit, Matagami, Quebec. Economic Geology, 82, 951–962.

Mantilla, G.H. y Guasumba, H.R. (1998). Determinación de la Profundidad Óptima para la Explotación a Cielo Abierto del Yacimiento San José 1. Tesis de Grado previa a la obtención del Título de Ingeniero de Minas, Universidad Central del Ecuador, Facultad de Ingeniería en Geología, Minas y Petróleo. (No Publ.)

McCourt, W.J., Aspden, J.A. y Brook, M. (1984). New geological and geochronological data from the Colombian Andes: Continental growth by multiple accretion. Journal of the Geological Society, London, 141, 831-845. https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.5.0831

McKelvey, G.E. (1991). Interest shown in Nambija gold deposits, Zamora province, Ecuador. Mining Engineering, 12, 1412-1414.

McKelvey, G.E. y Hammarstrom, J.M. (1991). A reconnaissance study of gold mineralization associated with garnet skarn at Nambija, Zamora Province, Ecuador.

McMillan, W.J. y Panteleyev, A. (1988). Porphyry Copper Deposits. En R.G. Roberts y P.A. Sheahan (Eds.), Ore Deposit Models: Geoscience Canada Reprint Series 3 (pp. 45-58). Geological Association of Canada.

Meinert, L.D. (1987). Skarn zonation and fluid evolution in the Groundhog Mine, Central Mining District, New Mexico. Economic Geology, 82, 523-545. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.3.523

Meinert, L.D. (1989). Gold skarn deposits - geology and exploration criteria. En R. Keays, R. Ramsay y D. Groves (Eds.), The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988. Economic Geology Monograph, 6, 537-552.

Meinert, L.D. (1992). Skarns and Skarn Deposits. Geoscience Canada, 19(4), 145-162.

Meinert, L.D. (1995). Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits - chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. En J.F.H.

Thompson (Ed.), Magmas, Fluids and Ore Deposits. Mineralogical Association of Canada Short Course, 23, 401-418.

Meinert, L.D. (1997). Application of Skarn Deposit Zonation Models to Mineral Exploration. Exploration and Mining Geology, 6, 185-208

Meinert, L.D. (1998). A review of skarns that contain gold. En D.R. Lentz (Ed.), Mineralized intrusion-related skarn systems. Short Course Handbook 26, 359-414. Mineralogical Association of Canada, Ottawa, ON, Canadá.

Meinert, L.D., Hefton, K.K., Mayes, D. y Tasiran, I. (1997). Geology, zonation and fluid evolution of the Big Gossan Cu-Au skarn deposit, Ertsberg district, Irian Jaya. Economic Geology, 92, 509-526. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.92.5.509

Mutschler, F.E. y Mooney, T.C. (1993). Precious metal deposits related to alkalic igneous rocks: provisional classification, grade-tonnage data and exploration frontiers. En R.V. Kirkham et al. (Eds.), Mineral deposit modeling. Special Paper Geological Association of Canada, 40, 479-520.

Myers, G.L. (1994). Geology of the Copper Canyon-Fortitude Skarn System, Battle Mountain, Nevada. Ph.D. thesis, Washington State University, Pullman, Washington.

Myers, G.L. y Meinert, L.D. (1991). Alteration, mineralization, and Au distribution in the Fortitude Au skarn. En G.L. Raines, R.E. Lisie, R.W. Schafer y W.H. Wilkinson (Eds.), Geology and Ore Deposits of the Great Basin. Geol. Soc. Nevada, Reno, 1, 407-418.

Navarro, M. (1986). Investigación histórica de la minería en el Ecuador. Quito, Instituto Ecuatoriano de Minería.

Newberry, R. (1991). Scheelite-bearing skarns in the Sierra Nevada Region, California: contrasts in zoning and mineral compositions and tests of infiltration metasomatism theory. En Skarns - Their Genesis and Metallogeny. Theophrastus Publications S.A., Athens, 343-384.

Paladines, A. y Rosero, G. (1996). Zonificación Mineralogénica del Ecuador. Ed. Láser, Quito, Ecuador.

Panteleyev, A. (1995). Porphyry Cu-Au: (alkalic); Porphyry Cu+/-Mo+/-Au. En D.V. Lefebure y G.E. Ray (Eds.), Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Vol. 1, Metallics and Coal. British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Open File 1995-20, 83-91.

Pelham, D.A. (1989). The establishment of a diamond drilling evaluation programme at the Campanilla gold mine, Ecuador. Report No. 4358, The Robertson Group plc, Llandudno, Gwynedd.

Pillajo, E. (1983). Geología económica de Nambija. Revista del Colegio de Ingenieros Geólogos de Minas y Petróleos, No. 4, Quito.

Pitcher, W.S. (1993). The Nature and Origin of Granite. Blackie Academic & Professional (Chapman & Hall), p. 321.

Ray, G.E. (1995). Au skarns (model K04). En D.V. Lefebure & G.E. Ray (Eds.), Selected British Columbia mineral deposit profiles, 1, Metallics and Coal, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Open File 1995-20, 67-70.

Ray, G.E. (1996). Grade and tonnage data for Au skarns (model K04). En D.V. Lefebure & T. Hoy (Eds.), Selected British Columbia mineral deposit profiles, 1, Metallics and Coal, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Open File 1996-13, 141.

Ray, G.E. & Dawson, G.L. (1994). The geology and mineral deposits of the Hedley gold skarn district, southern British Columbia. Bulletin of the Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, 87, 156 p.

Ray, G.E., Dawson, G.L. & Webster, I.C.L. (1996). The stratigraphy of the Nicola Group in the Hedley District, British Columbia, and the chemistry of its intrusions and Au skarns. Canadian Journal of Earth Sciences, 33, 1105-1126. https://doi.org/10.1139/e96-084

Ray, G.E., Ettlinger, A.D. & Meinert, L.D. (1990). Gold skarns: their distribution, characteristics, and problems in classification. British Columbia Geological Survey Geological Fieldwork 1989, Paper 1990-1, 237-246.

Ray, G.E. & Webster, I.C.L. (1995). The geochemistry of mineralized skarns in British Columbia. En: Geological fieldwork 1994; a summary of field activities and current research, Paper - Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, British Columbia, Canadá, Rep. 1995-1, 371-383.

Ray, G.E., Webster, I.C.L. y Ettlinger, A.D. (1995). The distribution of skarns in British Columbia and the chemistry and ages of their related plutonic rocks. Economic Geology, 90, 920-937. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.4.920

Ray, G.E. y Webster, I.C.L. (1991). An overview of skarn deposits, in Ore districts, tectonics and metallogeny in the Canadian Cordillera. British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1991-4, 213-252.

Rose, A.W. (1970). Zonal relations of wallrock alteration and sulfide distribution at porphyry copper deposits. Economic Geology, 65, 920-936. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.65.8.920

Rose, A.W. y Burt, D.M. (1979). Hydrothermal alteration. En H.L. Barnes (Ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Wiley-Interscience, p. 173-235.

Salazar, E. (1988). Nambija: Conocimiento Geológico y Mineralógico Hasta la Presente. Unpub. Rep. Instituto Ecuatoriano de Minería, Quito, 13 p.

Shepperd, T.J. (1988). Fluid inclusion studies on rocks from Nambija and Portovelo areas. 5 p. En M. Litherland (compiler), 1988. Second annual report (for 1987-88) of the Cordillera Real Geological Research Project, Ecuador. Open-File Report of the British Geological Survey, Keyworth and of INEMIN, Quito, 346 p.

Sibson, R.H. (1981). Controls on low-stress hydro-fracture dilatancy in thrust, wrench and normal fault terrains. Nature, 289, 665-667. https://doi.org/10.1038/289665a0

Sillitoe, R.H. (1988). Epochs of intrusion-related copper mineralization in the Andes. Journal of South American Earth Sciences, 1, 89-108. https://doi.org/10.1016/0895-9811(88)90018-1

Sillitoe, R.H. (1993). Gold-rich porphyry copper deposits: geological model and exploration implications. En R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe y J.M. Duke (Eds.), Mineral Deposit Modeling: Geological Association of Canada, Special Paper 40, 465-478.

Sillitoe, R.H., Jaramillo, L., Damon, R.E., Shafiquillah, M. y Escovar, R. (1982). Setting, characteristics and age of the Andean porphyry copper belt in Colombia. Economic Geology, 77, 1837-1850. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.8.1837

Stanley, C.R. y Madeisky, H.E. (1994). Lithogeochemical exploration for metasomatic haloes around mineral deposits using Pearce element ratio analysis (abstr.). En: Program with Abstracts - Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada & Canadian Geophysical Union Joint Annual Meeting 1993, p. 99, Edmonton, AB, Canadá.

Styles, M.T., Pérez-Álvarez, M., Bland, D.J., Wetton, P. y Naden, J. (1993). Characterisation of gold from Ecuador. British Geological Survey Technical Report No. WG/92/48.

Suárez, M. y Bell, C.M. (1992). Triassic rift-related sedimentary basins in northern Chile (24°–29°S). Journal of South American Earth Sciences, 6, 109-121. https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90001-F

Sutherland Brown, A. (Ed.) (1976). Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Vol. 15, 510 p.

Theodore, T.G. y Blake, D.W. (1975). Geology and geochemistry of the Copper Canyon porphyry copper deposit and surrounding area, Lander County, Nevada. United States Geological Survey Professional Paper 798-B, 86 p. https://doi.org/10.3133/pp798B

Theodore, T.G., Orris, G.J., Hammarstrom, J.M. y Bliss, J.D. (1991). Gold-bearing skarns. United States Geological Survey Bulletin 1930, 61 p.

Thompson, A.J.B. y Thompson, J.F.H. (1996). Atlas of Alteration: A Field and Petrographic Guide to Hydrothermal Alteration Minerals. Ed. K.P.E. Dunne. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Alpine Press Ltd., Vancouver, BC, 119 p.

Torrey, C.E., Karjalainen, H., Joyce, P.J., Erceg, M. y Stevens, M. (1986). Geology and mineralization of the Red Dome (Mungana) Au skarn deposit, north Queensland, Australia. En: A.J. Macdonald (ed.), Proceedings of Gold '86, An International Symposium on the Geology of Gold, Toronto, 1986, 504-517.

U.S. Geological Survey (1991). U.S. Geological Survey Circular 1062: U.S. Geological Survey Research on Mineral Resources—1991, Program and Abstracts, Seventh Annual V.E. McKelvey Forum on Mineral and Energy Resources.

Van Thournout, F., Hertogen, J. & Quevedo, L. (1990). Allochthonous terrains in northwestern Ecuador. En: R.A. Oliver (ed. et al.), Andean geodynamics. Tectonophysics, 205, 205–221. https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90427-8

Wilkie, K.M. (1996). Geology and Hydrothermal Evolution of the Beal Mountain Gold Deposit, Silver Bow County, Montana. Ph.D. thesis, Washington State University, Pullman, Washington.

Wilkie, K.M. & Meinert, L.D. (1994). Stable isotope zonation within a contact metamorphic aureole – the Beal Au deposit, Montana. Geological Society of America, Program Abstracts, 26, 499.

Wilkinson, A. (1982). Exploration for phosphate in Ecuador. Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, 91, B130–B145.

Williams, T.M. & Gunn, A.G. (1999). Enzyme leach soil survey of the Llano Largo epithermal gold prospect, Azuay. PRODEMINCA Technical Report EDM-99-03. Quito, Ecuador.

Woods, M.A. & Morris, N.J. (1992). Identification and interpretation of collections of macrofossils from Ecuador. British Geological Survey Technical Report No. WH/92/72/R. 5 pp.

Wotruba, P.R., Benson, R.G. & Schmidt, K.W. (1988). Geology of the Fortitude gold-silver skarn deposit, Copper Canyon, Lander County, Nevada. En: R.W. Schafer, J.J. Cooper & P.G. Vikre (eds.), Bulk Mineable Precious Metal Deposits of the Western United States. Geological Society of Nevada, Reno, 159–172.

Wright Engineers Ltd. (1986). Informe para Compañía de Economía Mixta Nambija. Unpublished report.

Yakrushev, V.A. (1972). Mineralogy, Geochemistry, and Origin of Deposits of the Gold-bearing Skarn Type. Nauka, Siberian Division, Novosibirsk, U.S.S.R.

Zharikov, V.A. (1970). Skarns. International Geology Review, 12, 541–559, 619–647, 760–775.

Zimmerman, B.S., Myers, G.L., Meinert, L.D. & Larson, P.B. (1992). Stable isotope evidence for magmatic fluid dominance in the Fortitude gold skarn deposit, Lander County, Nevada. Geological Society of America, Program Abstracts, 24, 144–145.

JUNIO 2000